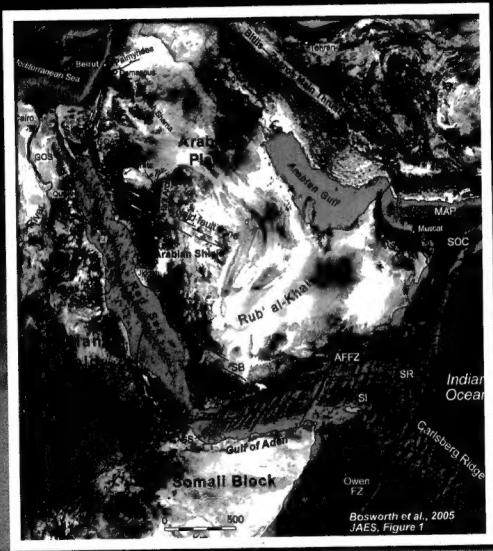


جيولوجية البحر الأحمر وخليج عدن



أ.د. عبد المنعم أحمد محمود د. ويليام بوسوارس

Apache
EGYPT COMPANIES


مكتبة الأنجلو المصرية

جيوولوجية البحر الأحمر وخليج عدن

د. ويليام بوسوارس

أ.د. عبد المنعم أحمد محمود



مكتبة الأنجلو المصرية

بطاقة فهرسة

فهرسة أثناء النشر اعداد الهيئة المصرية العامة لدار الكتب و الوثائق
القومية ، إدارة الشؤون الفنية .

محمود ، عبد المنعم احمد .

جيولوجية البحر الاحمر وخليج عدن / تأليف : عبد المنعم

احمد محمود ، ويليام بوسوارس . ط ١ .

القاهرة : مكتبة الانجلو المصرية ، ٢٠٠٧

١٩٨ ص ١٧ × ٢٤ سم

١- جيولوجيا اعماق البحار - العنوان

٢- بوسوارس ، ويليام (مؤلف مشارك)

رقم الإيداع : ١٦٧٣٥

رقمك : ٩٧٧-٠٥-٢٣٢٩-١ تصنيف ديوي : ٥٥١,٤٦٠,٨

المطبعة : محمد عبد الكريم حسان

الناشر : مكتبة الانجلو المصرية

١٦٥ شارع محمد فريد

القاهرة جمهورية مصر العربية

ت : ٢٣٩١٤٣٣٧ (٢٠٢) ف : ٢٣٩٥٧٦٤٣ (٢٠٢)

E-mail : anglocbs@anglo-egyptian.com

Website : www.anglo-egyptian.com

شكروأهداء

نتقدم بخالص شكرنا العميق إلى
شركة أباتشى للبترول بمساهمتها في
طبع وإخراج هذا الكتاب إلى النور.

تقديم

يعد هذا الكتاب محاولة للخوض في أحد الموضوعات المهمة التي لم تحظ - حتى الآن - بالاهتمام الواجب من قبل الجيولوجيين في مصر والدول العربية وغير العربية المطلة على البحر الأحمر وخليج عدن، حيث تقتصر الدراسات الخاصة بجيولوجية البحر الأحمر وخليج عدن، على عدد قليل من الصفحات في الكتب الدراسية العامة وعلى القليل من الأبحاث والمقالات العلمية، خاصة تلك التي ظهرت منذ الستينيات والسبعينيات، وفي مقدمتها كتاب جيولوجية مصر للأستاذ والعالم الجليل الدكتور/ رشدي سعيد .. فمعه تعلمنا وعلى نهجه سرنا، سواء طلاب أو باحثين، وتضمن في كتاب وهو باللغة الإنجليزية فصلاً عن جيولوجية البحر الأحمر خاصة في مصر.

ومما دفع المؤلفان للكتابة في هذا الموضوع المهم هو ما قاما به من دراسات مدعمة بالجانب التطبيقي، وذلك خلال الاشتراك في مشروع مشترك بين جامعة واشنطن سانت لويس وجامعة عين شمس (١٩٩٢-١٩٩٤ م) بمنطقة القصير-مرسى علم، واهتم المشروع بدراسة تكوين وأعمار المصاطب النهرية والبحرية، وأثر التغير المناخي والتكتوني وتذبذبات مستوى سطح البحر على الأشكال الأرضية خلال الحقب الرباعي، حيث أنجز بحثاً خاصاً بالموضوع نفسه كفريق العمل، وتضمن العمل محاكاة رقمية استخدمت فيها حركات الرفع كوسيلة وظيفية للمكان والزمان مع معرفة وتحديد أعمار المراجين باستخدام نظريتي اليورانيوم-الثوريوم، مع دخول متغير الارتفاعات للمصاطب البحرية (أو الشواطئ المرفوعة) خلال ٥٠٠ ألف سنة و٢٥٠ ألف سنة إلى وقتنا الحاضر، وتوصلت لعمل نمذجة تغطي أنماطاً لتغير وتذبذب مستوى سطح البحر خلال هذه الفترات، وأعتقد أنها كانت المحاولة الأولى في مصر، وقد نشر البحث في مجلة الأبحاث الجيوفيزيائية الأمريكية، ثم اشترك المؤلف في مشروع مع جامعة بوسطن والمعهد الشرقي ببابولي (٢٠٠٠-٢٠٠٣) بمنطقة مرسى

أر ميناء وادى جواسيس بسفاجا لتفقد موقع إرساليات الملكة حتشبسوت إلى بلاد بنط لجلب البخور، وفيه تمت مناقشة العلاقة الجيومورفولوجية والجيولوجية للمصبطة البحرية والقريبة من البحر، حيث تم اكتشاف بقايا مراكب خشبية من الأسرة ١٢ أسفل هذه المصبطة، وتم إنجاز بحث نشر بالنشر الإلكتروني عن الموضوع، وتم عرضه بالجمعية الجغرافية المصرية في ٢٠٠٦ م.

أما فكرة هذا الكتاب قد جاءت من خلال إدارتى لمشروع تطوير علوم الأرض والفضاء باستخدام تكنولوجيا المعلومات المتطورة بجامعة عين شمس (٢٠٠٥-٢٠٠٦ م) ، وكان من ضمن أهدافه إخراج كتب منشورة باللغة العربية في المجال تخاطب طلاب قسم الجيولوجيا بكليات العلوم، وأقسام الجغرافيا بكليات الآداب، وأقسام الأراضي بكليات الزراعة، وأقسام الترميم بكليات الآثار، وطلاب كلية الهندسة، والمشتغلين في قطاع التعدين والثروة المعدنية، وأقسام الجيولوجيا بكليات التربية والبنات، ومن ضمن أهداف المشروع أيضاً عقد محاضرات وندوات لمتخصصين في العلم. وقد دعيت الدكتور/ ويليام بوسوارس .. الخبير بشركة أباتشى للبترول العاملة في مصر لألقاء محاضرة عن تصدعات البحر الأحمر، وكانت طبعاً باللغة الإنجليزية، وقد كان من الصعب على الحضور من الطلاب والباحثين متابعة المحاضرة بالرغم من أهميتها القصوى؛ لذا طرحت على د. بوسوارس ولأول مرة بمصر أعداد كتاب باللغة العربية عن جيولوجية البحر الأحمر وخليج عدن ، حيث إنه نشر عدد (١١) بحثاً علمياً بمفرده وبالأشتراك مع آخرين في نفس الموضوع، نشرت في أرقى المجلات الجيولوجية في العالم ، وكلها على جانب كبير من الأهمية العلمية والتطبيقية ؛ ليكون في متناول طلاب العلم والمشتغلين في المجال ليس في مصر وحدها، ولكن في المملكة العربية السعودية وجمهورية اليمن والسودان والصومال وعمان وأريتريا ودول المشرق العربى . ونظراً لأن البحث الخاص بالدكتور بوسوارس وفيليب هانسون (معمل التكتونيك-جامعة بيبير ومارى كورى بباريس)

وكين مككلاي (قسم الجيولوجيا بربوئال هولواى بجامعة لندن-أينام بالمملكة المتحدة) والذى نشرته السيفير ELSEVIER وهى مشكورة سمحت لنا بالنشر) فى مجلة علوم الأرض الأفريقية فى ٢٠٠٥ وألقاه فى صيف (٢٠٠٦) بجامعة عين شمس أهتم وركز على أحواض البحر الأحمر وخليج عدن وبالرغم من صعوبة المصطلحات العلمية إلا أننا أثّرنا أن نترجم هذا البحث لأهميته العلمية المستندة والمعتمدة على دراسات ومراجع تمت خلال مايقرب من قرن من الزمان مع أعداد مبسط واصفاة لعملنا من خلال مشروعين احدهما جيولوجى والآخر أثرى ولمدة ستة سنوات لكي تكمل هذا العمل باغين أن ننال ثوابه من الله - عز وجل- وأن ينال استحسانكم.

ويتناول هذا الكتاب كل ما يتعلق بجيولوجية والتراكيب المصاحبة للتدفقات النارية والبركانية وأثرها فى تشكيل الأحواض تحت السطحية والأشكال الأرضية مع عرض لجيولوجية الحقب الرباعى والنيوتكتونيك بالبحر الأحمر وخليج عدن، مما له أهمية قصوى لدى هذه البلدان مع دراسة تطبيقية خاصة بهذه التراكيب والرواسب المصاحبة، وذلك وفق منهج علمى واضح اعتمد فى جزء كبير منه على الأبحاث المنشورة والدراسات الحقلية التى قام بها المؤلفان، مما سوف يتضح خلال صفحات هذا الكتاب، خاصة وقد استخدمت أحدث الأساليب العلمية فى المعالجة، وقدم الكتاب مزجاً بين الجيولوجيا النظرية والواقع التطبيقى. وينقسم كتاب جيولوجية البحر الأحمر وخليج عدن إلى سبعة فصول، يعالج الفصل الأول مقدمة عن تنوع التكوينات الجيولوجية بأراضى الدول المطلة على البحر الأحمر وخليج عدن، وعلاقتها مع ديناميكية الحركة الصفائح، ويعالج الفصل الثانى منخفض عفار وتطوره وعلاقته بنظام الصدع الخاص بشرق أفريقيا والصفحة العربية، ويعالج الفصل الثالث خليج عدن ووضعه قبل الصدع والصدع القارى خلال الأوليجوسين والميوسين، ثم مناقشة امتداد انتشار قاع البحر لخليج تادجورا، والفصل الرابع يلقى الضوء على المحيط الجنينى ألا وهو البحر الأحمر بادئاً بوضعه قبل الصدع، وتطور الصدع فيه،

ثم انتشار منتصف المحيط وجيولوجية الحقب الرباعي والنيوكتونيك، ثم الفصل الخامس، ويعالج معدل التقارب والتباعد وحركة الصفائح، والفصل السادس يناقش مغزى تكون الشواطئ المرفوعة على ساحل البحر الأحمر مصحوبة بالتأثيرات المناخية والتكتونية والتغيرات في مستوى منسوب سطح البحر خلال الحقب الرباعي بمصر ومنطقة القصير-مرسى علم على وجه الخصوص كدراسة للحالة، مستعرضاً إمكانية التعرف على المصاطب النهرية والبحرية من خلال الصور الفضائية، ثم استعراضاً لأعمار هذه المصاطب باستخدام النظائر المشعة اليورانيوم-الثوريوم، وعلاقتها بارتفاعات هذه المصاطب والتذبذب في مستوى سطح البحر، والفصل السابع يخلص إلى المناقشة وملخص ما استعرضناه في الكتاب بأسلوب علمي موجز، ثم الاستنتاجات العلمية، ونعرض للقارئ بعض النقاط البحثية التي يمكن إجراؤها في المستقبل عن هذه المنطقة المهمة مع قائمة لأحدث المراجع التي تناولت هذه المنطقة بالبحث والدراسة، بالإضافة إلى المراجع القديمة التي تمت خلال القرن التاسع عشر والقرن العشرين ما يقرب من أربعمائة وأثنى عشر (٤١٢) مرجعاً. بالإضافة إلى معجم للمصطلحات العلمية التي وردت بالكتاب والتي يحتم على القارئ ان يتعرف عليها.

الفصل الأول

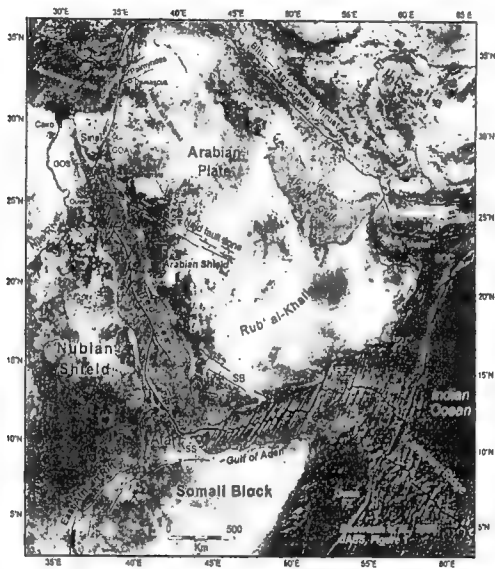
المقدمة:

لعبت العوامل الجيولوجية والمناخية دورا كبيرا فى تشكيل السطح التضاريسى للدول المطلة على البحر الأحمر وخليج عدن فأراضى هذه الدول بصفة عامة منبسطة وتنتشر فيها الصحارى الشاسعة مثل الصحراء الشرقية والنوبية فى مصر والسودان . كما أن صحراء النفوذ والربع الخالى تمثل أمثدا لهذا الحزام الصحراوى حتى الخليج العربى ، ولا يقطع أنبساطها ورتابتها سوى المرتفعات الجبلية ، وكثيرا ماتشكل السلاسل الجبلية حدودا للصحارى والمناطق المنبسطة وتمتد هذه السلاسل محاذية للبحر الأحمر تحصر بينها أودية واسعة أو هضابا ضيقة .

وفى الجزيرة العربية تمتد المرتفعات الجبلية على طول ساحل البحر الأحمر مشكلة سلسلة جبال الحجازوعسير التى تكون الدرع العربى Arabian Shield ويزداد ارتفاع هذه السلسلة باتجاه الجنوب، حيث تصل الى ٣٠٥٠ مترا فى عسير و ٣٧٠٠ متر فى اليمن (جبل شعيب) .

وأعتبارا من مضيق باب المندب يتغير اتجاه الجبال الساحلية لتصبح محاذية لسواحل بحر العرب وتأخذ اتجاه شرق-غرب جمهورية اليمن . وعلى الساحل الغربى للبحر الأحمر تمتد عبر كل من مصر والسودان سلسلة مناظرة لسلسلة جبال الحجاز وعسير تنحصر بين وادى النيل غربا والبحر الأحمر شرقا، ويزداد ارتفاعها باتجاه الجنوب ليصل الى حوالى ٢٢٠٠ متر، وتعتبر مرتفعات الصومال أمثدا لها هضبة الحبشة وهى تتحدر نحو الشرق لتنتهى بسهول ساحلية ضيقة على خليج عدن (شكل ١) .

وفى أقصى الشرق تمتد سلسلة من الجبال ممثلة بجبال عمان وزاجروس وتتراوح ارتفاعاتها بين ٣١٠٠ متر فى عمان (الجبل الأخضر) و ٣٤٦٠ متر فى العراق .



(شكل ١)

(انظر الملحق الملون في الخلف)

أما السهول فنجدها فى أحواض الأنهار الرئيسية والأودية والأغوار وسفوح الجبال وشواطئ البحار وهذه الأخيرة غالباً ماتكون ضيقة وتتسع أحياناً عندما تبتعد الجبال الساحلية عن الشواطئ وتتميز هذه السهول بخصوبتها وهى تعتمد على مياه الأمطار المتساقطة عليها مباشرة أو على الأمطار المتساقطة على الجبال المطلة عليها مثل سهول تهامة.

تتنوع التكوينات الجيولوجية بأراضى الدول المطلة على البحر الأحمر الصومال مثل أثيوبيا وإريتريا وعمان والمملكة العربية السعودية ومصر والسودان واليمن، حيث تتمثل بها تقريباً كل تكاوين العصور الجيولوجية المختلفة بدءاً من الزمن الأركى، وانتهاءً بالحقب الرباعى، وتمتد الكتلة الأركية من شبه جزيرة العرب إلى بلاد الشام حتى جبال طوروس، كما تمتد فى الشمال الشرقى من أفريقيا، والدول المطلة على المحيط الهندى وبحر العرب مثل الصومال واليمن وعمان، وهذه الكتلة تعد جزءاً من قارة جندوانا Gondwana القديمة التى كان بحر تيثس Tethys يحدها شمالاً، وتتكون صخورها من صخور الركيزة الأساسية Basement النارية المتحولة كالجرانيت والنيس والشست والكوارتزيت، وتظهر صخورها مكشوفة على السطح كما فى حالة المملكة العربية السعودية وامتدادها فى مرتفعات البحر الأحمر فى مصر والسودان، فالغالب أن صخور الركيزة الأساسية تخفى تحت السطح تحت إرسابات أحدث، ذلك أن بحر تيثس كان يغطى على أطراف جندوانا أحياناً، ويتقهقر أحياناً أخرى، ففى فترة تقدمه يترك فوق الركيزة الأساسية طبقات رسوبية متبادلة من الحجر الجيري والطباشير الغنى بالحفريات البحرية والحجر الرملى الخالى من الحفريات.

ولأن الصخور المكونة للركيزة الأساسية تمتاز بصلابة عالية، فقد قاومت حركات الضغوط الجانبية، ولم تكن الالتواءات من ظاهرتها الرئيسية، وإنما كانت تستجيب لحركات القشرة الأرضية الرأسية وارتفاع وانخفاض وصدوع، فى حين

حدثت التواءات خفيفة للصخور الرسوبية التي تعلوها في أطرافها نتج عنها أشكال قبابية .

ونظراً لارتباط المعادن الفلزية بالعروق والقواطع والسدود النارية نجد أن معظم الثروة المعدنية (باستثناء البترول والغاز والمياه) ترتبط بصخور الركيزة الأساسية، وحيث تحدث الصدوع التي تعطى فرصة لخروج الصهير والتدفقات البركانية (البراكين) تظهر الكثير من الأحجار الكريمة كالزبرجد والزمرد، ومن المعادن الأخرى ذات القيمة الاقتصادية مثل عروق الذهب والفضة والنيكل والرصاص والقصدير.

أما البترول والغاز والمياه ارتبط تواجدهم بتصدعات الصخور الرسوبية وتجعلها وانفثائها والتواءاتها مكونة القباب.

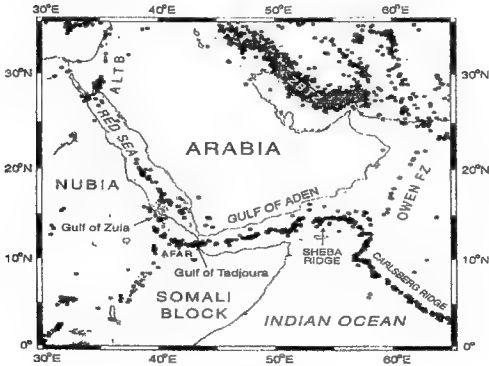
لذلك يعطى هذا الكتاب من حيث موضوعاته عن التصدعات والخسف للبحر الأحمر فرصة عظيمة للمشتغلين في المجال لفهم وضعه التركيبى، وإمكانية البحث عن البترول والغاز والمياه، بالإضافة إلى الموضوع الذى لا يقل أهمية بمكان وهو النيوتكتونية أو التراكيب الحديثة التى يمكن أن يحدث منها زلازل فى وقتنا الحاضر بالمنطقة فى العربية السعودية ومصر واليمن وعمان وأثيوبيا والصومال وإريتريا .

ويتواصل التصدعات أو الخسف فى البحر الأحمر وخليج عدن بطريقة استطراذية بدأت فى الحقبة الجيولوجية البيرمية Permian انفصال أجزاء من قارة جوندوانا Gondwana المفترضة من قارة بانجيا Pangea القارة الأم بعيداً بحدودها القارية الباليوتيثيانية، والنيوتيثيانية (Stanpfli, 2000) والأمر فى الحقيقة أكثر تعقيداً؛ لأن اصطدام الصفائح العربية (آرابيا) بصفحة أوراسيا، وظهور منخفض عفار لعب أدواراً مهمة فى ديناميكية وحركية المنطقة (الشكل ١)، بالرغم من اشتراك البحر الأحمر وخليج عدن بصورة مهمة فى التاريخ الاستراتيجرافى والتكتونى؛ بسبب دورها فى فصل الصفائح العربية عن أفريقيا، فإن حركية وديناميكية هذه التصدعات

تختلف بدرجة كبيرة. فقد واجه خليج عدن تصدعات قارية منحرفة (Oblique)، وأصبحت تصدعاً بحرياً نتيجة لانتشار حيد الشبعة (Sheba Ridge) عن المحيط الهندي إلى القارة الأفريقية.

بدأ البحر الأحمر بانتشار تصدعي عادي وتحولى، إلى تصدع منحرف بعد ذلك بكثير. ونشأ التصدع البحرى بصورة كاملة داخل الليثوسفير القارى بدون أى اتصال بنظام حيد منتصف المحيط العالمى (World Mid-Ocean Ridge). وعن طريق تكامل الدراسات الخاصة بكلتا الصدعين يمكن الحصول على منظور غنى بالمعلومات المفيدة عن بداية الانفصال القارى.

وتتصل أحواض البحر الأحمر وخليج عدن تركيبياً عن طريق عفار (الشكل ١). ويتضح الشكل الهندسى لهذا الربط بواسطة التجمعات الزلزالية (Seismicity) (الشكل ٢).



شكل (٢)

وقد تضمن الصدع الخسفى الأولى للبحر الأحمر خليج السويس الحالى، والبحيرات المرة، ومنطقة دلتا النيل على الحد القارى لشمال أفريقيا (Bosworth et al., 2005). وخلال تطور البحر الأحمر بدأ الحد فى تحول خليج العقبة-المشرق (Gulf of Aqaba-Levant Transform Boundary) بعبوره خليج السويس. ويجب أن يستند فهم تصدع (الصفحة العربية) عن أفريقيا على تحليل لنظام التصدع بأكمله: خليج عدن وعفار والبحر الأحمر وخليج السويس وخليج العقبة. ونستعرض باختصار الفهم الحالى لهذا النظام الصدعى العظيم للبحر الأحمر حتى خليج عدن، ونقدم معلومات عن التطور التكتونى على مدار ٣١ مليون سنة ماضية. ونستخدم المقياس الزمنى الجيولوجى لجراديشتاين (Gradastein et al., 2004) وغيره فيما يتعلق بالحدود المرحلية، ثم نعود إلى مقياس بيرجرين وآخرين (Berggren, 1995) فيما يتعلق بأعمار الأنطقة الحيوية الداخلية وتقسيمها إلى مراحل.

الفصل الثاني

٢-٠ منخفض عفار Afar

بدأ الصدع القارى التصدعى المبدئى لخليج عدن وأقصى جنوب البحر الأحمر تقريباً فى وقت متزامن مع نشاط الانصهار فى المنطقة المحيطة بمنطقة عفار (يتم مناقشة الدليل فى القسم الثالث)، وقد لعبت هذه الناحية تبعاً لذلك دوراً رئيساً فى تطور نماذج منطقة النشاط الحرارى بالصدع القارى، ويظل هناك عدم اتفاق بالرغم من ذلك حول التوقيت والأهمية التكتونية لحركة رفع القبة الأثيوبية الأعظم، والتحكم المبذول بواسطة قوى الانصهار مع التصدع اللاحق. ولذلك فمن المناسب أن نبدأ المناقشة الخاصة بصدع البحر الأحمر، وخليج عدن بمنطقة عفار، ونناقش أولاً منخفض عفار الذى كان من قبل متاخماً لنظيره الأفريقى. ويمكن فى Chlorowic الحصول على المزيد من الفهم العميق لتطور عفار وعلاقتها بنظام التصدع الخاص بشرق أفريقيا (هذا الإصدار).

٢-١ الحد الأفريقى: African Margin

كانت عفار تعتبر المثال الكلاسيكى للمفصلة الثلاثية الخيفية أو التصديعية Rift-Rift-Rift Triple Junction، وقد تكونت منطقة عفار عن طريق التقاء الصدع الأثيوبى الرئيس وخليج عدن الغربى والبحر الأحمر الجنوبى (الشكل ١، ٣، ١، ج). تغطى أغلب أجزاء المنطقة الخاصة بالجزء المنخفض من المفصلة الثلاثية لعفار من حيث تضاريس الأرض فى أفريقيا مساحة ٢٠٠ ألف كم^٢ وتشكل هذه المنطقة منخفض عفار، ومحاطة من الجانب الغربى والجنوب الشرقى بالهضاب الأثيوبية والصومالية، ومن الجانب الشرقى بكتل داناكيل Danakil على صبيح (عيشة) Ali-Sabieh (Aisha) (الشكل ٣ ج). تصل الارتفاعات فى الهضاب (شكل ١٣) المتاخمة إلى ٣٠٠٠ متراً، وتزيد عن ٢١٠٠ متراً فى داناكيل ألب Danakil Alps، وهذا فى تباين ملحوظ بالانخفاض حيث تتراوح الارتفاعات من حوالى

شكل ١٣

١ = الركيزة الأساسية المتبقية

٢ = حجر طيني و حصي

٣ = حجر رملي و كونجلوميرات

٤ = طفل

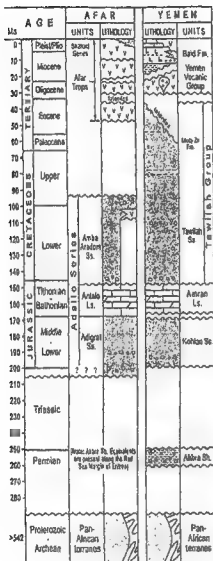
٥ = حجر جيري

٦ = حجر الدولميت

٧ = صخور بركانية

٨ = تدفقات جرانيتية

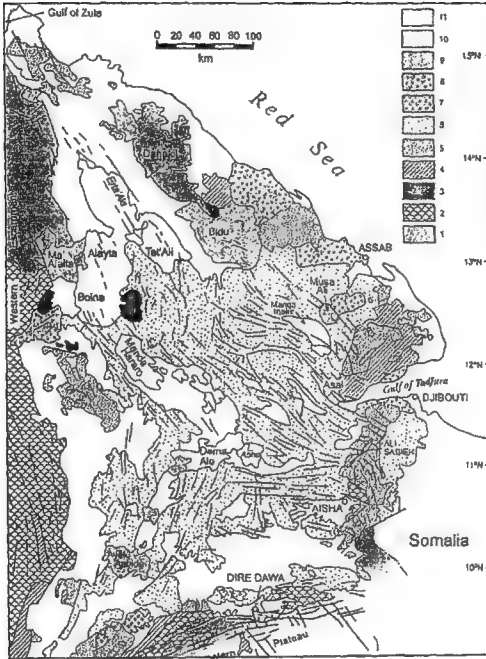
٩ = متبخرات



Ma	A G E		ROCK UNIT
0	T E R T I A R Y	Recent	AXIAL VOLCANICS
		Pliocene	AFAR STRATOID SERIES
10		Miocene	DALHA BASALT
			MABLA RHYOLITE
20			ADOLEI BASALT
30		Oligocene	ALAJI RHYOLITE & BASALT
			AIBA BASALT
40		Eocene	ASHANGI BASALT

(b)

شكل ٢ ب



شكل ٣ ج

- | | | |
|-------------------------------|-------------------------|-------------------------------|
| ٩- بركانيات معقدة | ٥- بازالت | ١- صخور رسوبية ميزوزوي ومثولة |
| ١٠- بركانيات محورية | ٦- سلسلة سفار النجمية | ٢- بازالت |
| ١١- صخور رسوبية ونهرية ميوسين | ٧- الشعابات رايوليت | ٣- جرانيت ميوسيني |
| لحطب الرياعي | ٨- تراكيب عرسية بركانية | ٤- رايوليت وبازالت |

+٨٠٠٠ متراً إلى أكثر من -١٠٠ متراً في دالول (Mohr, 1983) يقطع هذه المنطقة ذات الارتفاع المنخفض عدد من البراكين الدرعية Shield Volcanoes العالية طبوغرافياً.

توجد في الأرض المنخفضة من عفار صخور بركانية تعود إلى العهد البليوسيني Pliocene وصخور بركانية أصغر عمراً، ومن خلال التكامل بين البيانات الخاصة بظهور الصخور على سطح الأرض من المناطق الحدية المتاخمة لجبال داناكيل ألب يتضح تقسيم من ستة أجزاء للتاريخ الجيولوجي:

١- الصخور النارية والصخور المتحولة من النيوبروتيروزي Neoproterozoic.

٢- صخور بركانية من الميزوزوي Mesozoic، وأوائل العهد الثالث Tertiary.

٣- سلسلة بركانيات من عصر الأوليجوسين Oligocene.

٤- صخور بركانية من العهد الميوسيني المتزامن مع الخسف Syn-Rift Miocene.

٥- صخور بركانية من عصرى البليوسيني والبليوستوسيني المتزامن مع الخسف Syn-Rift Pliocene and Pleistocene.

٦- رواسب بحيرات وصخور بركانية من العصر الرباعي Quaternary.

١-٢، الركيزة الأساسية النيوبروتيروزية: Neoproterozoic Basement

تتكشف الصخور البركانية والصخور المتحولة من النيوبروتيروزي من الدرع النوبي Nubian Shield في أنحاء محيط منخفض عفار، وخلال كتل داناكيل والشعبة (الشكل ١، ٣ ج)، تم تجميع هذه الصخور، وتم تقدير عمرها ٨٠٠ إلى ٦٥٠ مليون سنة أثناء إغلاق المحيط الموزمبيقي (Stern, 1994)، و (Kuky وآخرون ٢٠٠٣)، وخط التحام طبقات للأجزاء الشرقية والغربية لقارة جوندوانا مع الجبال الأفريقية الشرقية، وهذا مع الأحداث التكتونية المرتبطة بقارة جوندوانا التي استمرت حتى حوالي ٤٥٠ مليون سنة يشار إليها شيوياً باسم الحركة البانية للجبال في أفريقيا

Kroner, Pan-African Orogney، ولكنها فى الحقيقة سلسلة من تكوينات للجبال (Kroner, 1993)، وتتشابه صفات الصخور المكونة للركيزة Basement وتاريخها الجيولوجى من حيث تواجدها مع التعرية الواسعة شمالاً على طول حدود البحر الأحمر (الفصل الرابع ٤-١-١).

إن التراكيب المعقدة للصخور النارية والصخور المتحولة بمنطقة عفار كما هو فى أجزاء أخرى من نظام الصدع قد أثرت على الصدع الخسفى فى فترة الثلاثى الأخير (Late Tertiary Rifting (McConnell, 1975)، حيث تم تنشيط المناطق المتجهة شمالاً وجنوباً من العهد النيوبروتروزوى فى منطقة داناكيل الشمالية مثلما حدث مع مجموعة متنوعة من التراكيب التى ترجع إلى العهد نفسه فى الجزء الغربى من منطقة عفار، وهناك أثر طويل إقليمي قديم باتجاه NNW-SSE شمال شمال غرب-جنوب جنوب شرق يشار إليه باسم فالق ماردا Marda Fault، محاذ لبعض المراكز البركانية التى تعود إلى البليوسوسين، والاتجاه الرئيس للبحر الأحمر، وقد اعتمد كازمين وجارلاند (١٩٧٣) على التغيرات السمكية الرسوبية بشكل أساسى فى تغيير الهضبة الأثيوبية المحيطة بالجزء الغربى من منطقة عفار بأنها حد كسرى صخرى نشط بزاوية عالية منذ العهد النيوبروتروزوى، ومع ذلك فبذكر الميل بين الاتجاهات الرئيسة الأثيوبية وفى البحر الأحمر التركيبية والكسور الصخرية المجاورة من فترة ما قبل الكامبرى، فقد اقترح كولمان وموهر سنة ١٩٧٤/١٩٧٥ م أن التراكيب المعقدة من الصخور البركانية والصخور المتحولة كان لها أدنى تأثير على الصدع. وبذلك فإننا نعارض هذا الرأى خاصة على النطاق المحلى على أساس الملاحظات الخاصة بالبحر الأحمر التى تمت مناقشتها فى (الفصل الرابع ٤-١-١)، كما أكد موهر (١٩٧٥) أن صدع عفار لم يحدث حتى العهد الميزوزوى، وتؤيد هذه الملاحظة البيانات الصخرية الرسوبية من الجزء الجنوبى للبحر الأحمر وخليج عدن.

٢-١-٢: نتائج ما قبل التصدع: Pre-Rift Sequence

يتضح تتابع ما قبل الصدع الرسوبية بمنطقة عفار في داناكيل ألب (الشكل ١٣، ج)، حيث يصل القطاع المركب Composite إلى أكثر من ٤٠٠٠ متراً (Bunter et al., 1998). وأقدم الطبقات الجيولوجية بشكل عام هي طبقات الجوراسي Jurassic أو ربما الترياسي Triassic التي تغطي الصخور المكونة للركيزة الأساسية الكريمتالية مع وحدات أعلى تمتد حتى أوائل الكريتاسي. Early Cretaceous وهذا الجزء الميزوزوي يمثل دورة انغمارية-انحسارية Transgressive-Regressive يطلق عليها سلسلة أدابلو Adailo Series (شكل ١٣). ويتكون أسفل هذا القطاع من أحجار رملية متكونة من مجرى نهري، ومن دلتا وبحرية حافية، وتراكمت للأحجار الرملية والكونجولومبرات من حجر رملي أديجرات Adigrat Sandstone ذات سمك حوالي ١٦٠٠ متراً. وهذه الصخور تغطيها أكثر من ٢٤٠٠ متراً من الأحجار الجيرية الباثونية Bathonian إلى حجر جيري التيثونية (Beyth). Tithonian Antalo Limestone (1972) تم ترسيب كربونات الكالسيوم في بيئة منخفضة Low Angle Ramp مع أسطح فيضانية عديدة ودورات كثيرة من تغيرات نسبية في مستوى سطح البحر، ثم حدثت عودة إلى الظروف القارية في أواخر العصر الجوراسي حتى أوائل العصر الكريتاسي مع ترسيب الأحجار الرملية أمبا آرادوم Amba Aradom Sandstone المتكونة من مجرى نهري (Merla et al., 1979) ويصل سمك هذه الصخور العليا إلى حوالي ٥٠٠ متراً، وبالهضبة الأنثيوبية غرب داناكيل توجد أحجار جيرية من نوع أنفالو، وطبقات جيولوجية أقدم في كتلة طولية منحدرية باتجاه WNW غرب شمال غرب تتقدم الأحجار الرملية من نوع أمبا آرادوم؛ ولذلك ربما تعد جزءاً من نظام التصدع الميزوزوي الذي أثر على حدود خليج عدن في اليمن والصومال (الفصل الثالث ٣-١-٢).

يتدفق بازلت قاعدي على الحد الجنوبي الشرقي لعفار في جبال البحر الأحمر

٥٠ كم غرب هارار، متداخلاً مع الأحجار الرملية من نوع أمبا أرادوم، وقد فسر كانوتى وآخرون (Canuti et al., 1972) هذه التدفقات بأنها من عمر أبتيان Aptian إلى سينومانيان (الكريتاسى العلوى) Cenomanian، كما لاحظ ذلك موهر (1٩٧٥)، وكان ذلك (هو أول بركان) مهم فى القرن الأفريقى منذ ما قبل الكامبرى.

وهناك كسور صخرية عديدة تقسم الطبقات الجيولوجية قبل التصدع بمنطقة داناكيل، وتستدير مناطق كتل هذه الكسور بزاوية أقصاها ٦٠° ومستويات الفوالق تميل باتجاه أفقى محلى، وهذه الدرجة من تشوه الصخور المتكونة مقارنة بالأجزاء الأكثر تمدداً من خليج السويس والبحر الأحمر، واستناداً لاعتبارات هندسية، قدر مورتون ويلاك (1٩٧٥) أن القشرة قد تم اختزالها حتى ٤٠٪ من سمكها الأصلي فى مناطق ذات استدارة ٦٠°، مما يعادل عامل المد 2.5 Stretch Factor،

وتشير الأجزاء المقطعية التى قدمها مورتون ويلاك إلى أن كل هذا التوسع قد حدث بعد تدفقات البازلت فى الأوليجوسين.

يزيد سمك الأحجار الرملية من نوع أديجرات، والأحجار الجيرية من نوع أنتالو باستمرار من الغرب إلى الشرق من الهضبة الأنثيوبية-الإريترية خلال داناكيل ألب باتجاه البحر الأحمر، وقد تم الاستشهاد بذلك كدليل على وجود حوض صدع Rift Basin للبحر الأحمر الأولى Proto-Red Sea من العصر الجوراسى التى منها قد يكون أخذود ميكلى Mekele Graben أثر صغير. على الهضبة الأنثيوبية، تتميز قمة الصخر الرسوبى الميزوزوى لما قبل الصدع بعدم توافق قذفت عليه أحجار البازلت الفيضانة الأنثيوبية أو السلسلة المصاطبية Trap Series. ويصل هذا التتابع إلى سمك حوالى ٢ كم، وتغطى حالياً منطقة حوالى ٦, ٠ مليون كم، وقبل التآكل كان إجمالى سمك الصخور البركانية حوالى ٤ كم، وقد غطت منطقة أكبر بكثير، وقد اعتبر عمر الوحدات السفلية المصبذية بحوالى ٦٠ مليون سنة (Varet, 1978)، ولكن لم توجد بيانات تاريخية معتمدة (تتم مناقشتها فى القسم التالى)، وربما كانت أصغر

عمرًا، تتداخل الرابوليت وصخور أجنمبرانيت Ignimbrites، والطف Tuffs، وترسبات نهريّة، وبحيرية مع بازلت قديم. وقد استمرت هذه السلسلة من الصخور البركانية حتى آخر الأيوسين (قبل حوالي ٣٤ مليون سنة)، وأحياناً يشار إليها باسم صخور البازلت أشانجي Ashangi Basalts (الشكل ١٣).

وإذا تم تحديد عمر الأيوسين لهذه الوحدات السفلية المصاطبية، فربما تعكس الآثار الشمالية للانصهار المجامئي المتصاعد Plume والمتداخل تحت الجزء الجنوبي للتصدع الأثيوبي الأساسى عند حوالي ٣٥-٤٥ مليون سنة.

١-٢-٣، التبركن الأوليجوسيني: Oligocene Plume Volcanism

بدأت الانصهارات البركانية فى أوائل الأوليجوسين مع قذف البازلت آيبا Aiba basalt (الشكل ١٣) (Zanettin et al., 1978)، ويفصل سهب أرضى إقليمي بين سلسلة آيبا وسلسلة أشانجي ما قبل الانصهار. وفى شمال إريتريا يتميز هذا السهل بتربة حمراء لاتريت Laterite توجد فى الوضع الصخرى الرسوبى نفسه فى اليمن (الفصل الثانى ٢-٢).

واستشهد كولمان (١٩٩٣) بذلك كدليل على أن منطقة عفار قد ظلت قرب مستوى سطح البحر قبل انفجار بازلت آيبا، ويتناغم ذلك مع وجود الطبقات الجيولوجية البحرية من قبل الصدع من أوائل حتى منتصف الأوليجوسين Oligocene المعرفة فى الآثار البحرية العميقة Offshore فى منتصف خليج عدن والبحر الأحمر الإريتري (الفصل الثالث ٢-٣، والفصل الرابع ٤-٢-١)، وهذه المعلومات لا تدل على أن ما قبل آيبا المصاحبة بحركة رفع مع انصهار مجامئي فى وسط خليج عفار ذاته، حيث لم تثبت وجود التربة الحمراء اللاتريت لما قبل آيبا. كما لم تدل على حركة الرفع المتزامن مع تدفق بازلت آيبا، وقد ناقش سنجور (2001) Sengor الصعوبات المتأصلة فى الاعتماد على وجود اللاتريت للإشارة إلى الارتفاعات القديمة أو انحدار الأسطح، ومع حالات الشك وعدم اليقين حول توقيت تقبب وتمدد وتبركن مصطبة عفار. وتوصل بيرك (١٩٩٦) إلى أن الحالات الثلاث قد حدثت بشكل فوري.

يرجع تاريخ صخور التراكيت Trachyte بالقرب من أسفل القطاع في ديس-باتي Desi-Bati في الهضبة الجنوبية الإثيوبية لعفار هو $30,92 \times 11,0$ مليون سنة (Ukstins et al., 2002)، وأقدم صخور أجينمبريت-رايوليت في القطاع نفسه هي $30,16 \times 13,0$ مليون سنة، ويتواجد البازلت والأيجنمبريت على قمة الهضبة عند حوالي $25,3-25$ مليون سنة. هذه الأعمار توضح أن انصهار مصاطب عفار Afar Plume Traps انفجرت خلال فترة إجمالية حوالي 6 مليون سنة. كل المصاطب البازلتية انفجرت خلال فترة قصيرة من حوالي 30 إلى حوالي 29 مليون سنة. (Couli et al., 2003).

حدث الانبعاث من انصهار عفار الأوليجوسين مع فيضان البازلت الحادث بدون امتداد متميز بالرغم من احتمال أن تكون قد حدثت بعض الكسور المحلية (Barberi et al., 1975).

في الوقت نفسه مع الانصهار الجماعي في أثيوبيا واليمن المناخمة، يتم مناقشتها في الفصل الثاني (٢-٣) حدثت انبعاثات محلية شمالاً في شمال شرق السودان وغرب السعودية، وهذا يتطابق بشكل قوى مع المفهوم العميق للانصهار الحمضي في دروديب في جبال البحر الأحمر الجنوبية في السودان (شكل ٤) أنسياب الطف الفلسية Felsic Tuff والرايوليت خلال عمر $29,9 \times 0,3$ و $29,6 \times 0,3$ على التوالي حسب قياسات (Ar39 / Ar40) الذي حدث في ديس-باتي. بدأت الانفجارات البازلتية في ديروديب قبل هذا (31 مليون سنة) وبشكل مناظر لمنطقة عفار.

وفي السعودية يشار إلى المراكز البركانية التي كانت معاصرة للانصهار الجماعي في عفار باسم الحارات الأقدم التي انفجرت من الأعناق المركزية للبراكين Vents وتضمنت صخور البازلت-أوليفين بازلت، وأعظم الانفجارات وقعت في حارات أواياند، وهدان، وسيرات (الشكل ٤) وتواريخ Ar39/Ar40 متاحة فقط بالنسبة

لكل من حارات وهذان مع سنة أمثلة تعطى أعمار من ٢٨ إلى ٢٦ مليون سنة، وقد تأثرت انفجارات الحارات القديمة بشدة بالآقواس المتجهة للشمال والجنوب (الشكل ١) المتواجدة فى تشوهات من أوائل الباليوزوى والكريتاسى المتأخر.

١٠٢-٤: التبركن المترامن مع التصدع الميوسينى: Syn-Rift Miocene Volcanism

حدث انخفاض حاد فى الأنشطة البركانية الميوسينية المترامنة مع التصدع الحادث فى الهضبة الأثيوبية من ٢٥ إلى ٢٠ مليون سنة بالرغم من حدوث نشاط عشوائى ويدل عليه صخور بركانية-فتاتية بالهضبة شمال أديس أبابا (علم كيتما) Alem Keterna يرجع تاريخها إلى ٢٣,٤ إلى ٢٠,٥ مليون سنة، وفى روبييت Rob-it بموازة هضبة عفار الغربية يتميز التجدد البركانى بصخور أجنمبرايت يرجع تاريخه إلى ١٩,٧٦ × ٠,٠٦ مليون سنة. تداخل الجرانيت القاعدى فى صخور البريكامبرى المعقدة والحجر الجبرى الجورى وانصهار مجامئ على طول

حافات عفار (Varet, 1978) وداخل منخفض عفار نجد الصخور البركانية الميوسينية موزعة على سلسلة أدولى Adolei ومابلا Mabila ودلها Dalha (الشكل ٣ أ، ب) وتوجد أحجار البازلت فى أدولى Adolei فى منطقة تكتونية شمال خليج تادجورا ويصعب تحديد عمر التدفقات ولكن تم تحديد القليل فقط من الأعمار التى تمتد من ٢٢ إلى ١٤,٦ مليون سنة (بواسطة K-Ar). تتعدد سلسلة مايبلا العليا من التشققات المتجهة شمالا وجنوبا والأعناق Vents البركانية، وتتكون من الرايوليت أجنمبرايت وبازلت وبيومس قليل، تتراوح أعمارها من حوالى ١٤-١٠ مليون سنة، وفقا لما ذكره باربرى (١٩٧٥) ولكن أودين ذكر (Audin et al., 2004) أن أعمار أعمار نظيرى الأرجون Ar^{39}/Ar^{40} أقدم بشكل كبير (١٧ و ٢٠ مليون سنة) لعينتين من الرايوليت من منطقة على صبيح (الشكل ٣ ج) وقد تأكلت قمة القمم التابع الرايوليتى بشدة قبل قذف سلسلة دلها Dalha التى أيضا ميزت عودة للبركانية البازلتية، أعمار سلسلة دلها بين ٨ إلى ٣,٥ مليون سنة قيس بواسطة البوتاسيوم-الأرجون (K-Ar)،

وتؤكد هذا أعمار نظيرى الارجون Ar39/Ar40 من ٧,٧-٨,٨ مليون سنة لأربع عينات بازلتية، وسوف يتطلب الفهم الاقليمي الأكثر اكتمالا ومضاهاة البركانية لمنخفض منطقة عفار بالبركانية بالهضبة البركانية المجاورة سوف تحتاج إلى المزيد من الأعمار بواسطة أعمار نظيرى الارجون Ar39/Ar40.

إن سلسلة أدولى (ومابلا ودلها) والوحدات الميوسين المضاهية تأثرت بشدة بالكسر التمددى أثناء عملية القذف Extrusion ويرجع تاريخ التمدد الرئيس وتكوين الصدع الخسفى إلى حوالى ٢٥ مليون سنة ويتزامن بشدة مع حالة التداخلات الطبقيّة للصخور النارية بحد البحر الأحمر من ناحية الصفيحة العربية للبحر الأحمر وبداية الترسيب التكتونى فى حوض خسف البحر الأحمر (الفصل الرابع ٤-٢-١). وتمثل الفترة الزمنية للصخور البازلتية من أدولى المبكرة انكساراً رئيساً فى شكل ونمط الانصهار فى أثيوبيا: صخور بازلت نارية قليلة السيلكا قلبية تم استبدالها بصخور بازلت انتقالية خسفية ورايوليتية وجرانيت مرتبطة بها، يتفق التغير من البازلتية فى أدولى إلى الرايوليت فى مابلا منذ ١٤ مليون سنة مع الاصطدام الأولى بين الصفيحة العربية وأوراسيا، وهو تغير رئيس فى حركة الطبقة الإقليمية وهو بداية الصدع فى الفرع الغربى من الصدع الخسفى فى شرق أفريقيا، ويعد انتهاء سلسلة مابلا منذ حوالى ١٠ مليون سنة معاصراً للانتشار البحرى فى الجزء الغربى المركزى لخليج عدن (الفصل الثالث ٣-٣).

إن حزاماً عريضاً بطول ٧٠ كم منكشفة فى سلسلة دلها Dalha على السطح (عمرها أكبر من ٨ مليون سنة) على طول ساحل البحر الأحمر غير مشوه Undeformed بالضرورة، وعلى الجانب الأيمن من باب المنذب بالقرب من مدينة المكحة Al-Mokha باليمن وصف هاتشون (١٩٩١) تدفقات بازلتية أفقية تعود إلى ١٠ مليون سنة تقبّع غير متوافقة على رايوليت مغطاة يرجع عمرها إلى ١٨ مليون سنة تعادل سلسلة مابلا الموصوفة أعلاه، وهذه العلاقات تقترح بأن أقصى جنوب البحر الأحمر قد استقر فى أواخر العهد

الميوسيني حوالى (١٠ مليون سنة) وأن كل أشكال التمدد السهمة انتقلت غرباً إلى كتلة داناكيل وداخل منخفض داناكيل Danakil Depression.

١٠٢-١٠٥ التبركن فترة البليوسين-البليوستوسين: Pliocene-Pleistocene Volcanism

تغطى الصخور البركانية من فترة التبركن البليوسيني-البليوستوسيني معظم أجزاء منخفض عفار وهذه الوحدات توزع غالباً على سلسلة عفار ستراتويد Afar Stratoid Series (الشكل ٣أ، ب) هذه الصخور تشمل البازلتية والكرمنديتية Comendites والهاريايت Hawaiites مع حمم بركانية سليكانية انفجرت من مراكز متناثرة فى الجزء العلوى من القطاع، تصل سلسلة عفار ستراتويد إلى حوالى ١٥٠٠ متر سمكاً، وأقدم التدفقات المكتشفة من هذه السلسلة ترجع إلى حوالى ٤,٤ مليون سنة أو حوالى ٧,٤ مليون سنة قيست باستخدام (البوتاسيوم-أرجون) (K-Ar) ولذلك تمتد العديد منها جنوباً حتى أواخر الميوسين، وهى تعلى بعدم توافق مع سلسلة دلها من أواخر فترة الميوسين، أوائل البليوسين (؟). وقد يعكس التقدم العمرى للسلسلتين مشكلات فى أسلوب التأريخ باستخدام البوتاسيوم-أرجون (K-Ar) ومخططات المضاهات المختلفة. تذكر التواريخ الأكثر حداثة من Ar39/Ar40 لأقدم تدفقات ستراتويد بازلت صومالى Somali أنها حوالى ٣-٢,٧ مليون سنة مع أجزاء أصغر من السلسلة تصل حتى ١,٨ مليون سنة، وأصغر تواريخ قيست بواسطة K-Ar من سلسلة ستراتويد هى أواخر البليوستوسيني حوالى (٤,٠ مليون سنة) كما ذكرت فى Barberi وآخرين (1972b، ١٩٧٥)، و. (Civetta et al., 1975) إذا كان صحيحاً وجود انقطاع فى بركانية ستراتويد عفار-دلها عند حوالى ٥ مليون سنة فإنه يطابق إقليمياً مفهوم الانتشار المحيطى للبحر الأحمر والنفق غرباً من ٤٥ درجة شرقاً لمركز الانتشار فى خليج عدن (الفصل الثالث ٣-٣ والفصل الرابع ٣-٤)، وقد اعتبر باربيرى (١٩٧٥) أن الشكل الانفجارى لسلسلة عفار

ستراتويد يمثل الانتقال من الصدع الخسفي القارى Continental Rifting إلى الانتشار المحيطى . Oceanic Spreading

١٠-١٢ جيولوجية الحقب الرباعى والنيوتكتونيك

Quaternary Geology and Neotectonics:

الانسياب البازلتى مع مخاريط السكوريا Scoria Cones فى الصخور البركانية القلوية والصخور الأقل القلوية محلياً تدفقت فى منخفض عفار على مدار المليون سنة الماضية، ونتج عن هذه التدفقات كل من البراكين التشفقية والدرعية من حوالى ٢٠٠ ألف سنة امتد طولها الخليج البحرى حوالى ٢٥٠ كم جنوب شرق خليج زولا الحالى وغطى مساحة بين دانكيل الالب والهضبة الأثيوبية (شكل ٣ ج). ونتج عن هذا تكوين العديد من المصاطب أو الشرفات المرجانية Coral Terraces أو ما يعرف بالشواطئ المرفوعة Raised Beaches (سعيد ١٩٦٠)، ثم ترسب جبس وهاليت فيما بعد (سوف يناقش فى الفصل السادس).

وتبلغ أعلى الترسبات البحرية من الحقب الرباعى عند ارتفاع (حوالى ٩٠ م) استمر النشاط الخسفى خلال الحقب الرباعى على هضبة داناكيل فى ارتفاع Etra Ale وتأت على وأليانا على Tat Ali، وخلال وسط عفار فى ماندا، هارارو، وماندا إناكير، وداما موضحة على (الشكل ٣ ج). وأدى صدع خمفى عند عسال إلى وصل هذه التراكيب بخليج تادجورا ليفصل كتلة داناكيل عن باقى عفار (الشكل ١، ٣ ج). ويعرض خروج البازلت على طول محاور الخسف شذوذ مغناطيسى متمائل يصل إلى ٢ A عند حوالى ٤ مليون سنة وهنا تزيد أعمار صخور البازلت بطريقة مطردة بعيداً عن محاور الخسف، واعتبر باربيرى وقارينا أن هذا البازلت المحورى يعد بمثابة المكافئ السطحى لمراكز الانتشار المحيطى مرتبطة بفوالق تحويلية Transform Fault، وبشكل مشابه قام تالونير وفاريت (١٩٧٤) بمقارنة البازلت المحورى منطقة ماكارسو، بين خسف أو تصدع عسال وخسف ماندا أناكير، مع ظهور نطاق التحول أو الانتقال المحيطية.

وقد صاحب تكوين منخفض عفار استدارة ١٣ درجة عكس عقرب الساعة لكتلة داناكيل منذ حوالي ٦-٥ مليون سنة. وعن طريق الاستنباط اقترح سيشار (١٩٨٠) استدارة كاملة بدرجة ٢٣° منذ بدأ الفصل بين الهضبة الأنثيوبية وداناكيل (الشكل ٢)، ويفسر نموذج ذراع التدوير الخاص به الشكل الثلاثي للمنخفض وتثبيت كتلة داناكيل بأفريقيا بالقرب من خليج زولا إلى الصفيحة العربية بمنطقة باب المندب.

يعرض التصدع Faulting داخل خسف Rifts عفار المحوري كما هو مع عفار عامة حركة زحزحة صدع الميل. Dip-Slip Movement دلت بعض العلاقات الحقلية والتحليل السيزمية على أن التصدع الخسفي الموازي لحركة صدوع المضرب Strike-Slip Faults تضرب بزاوية بسيطة لتتمشى مع الاتجاهات العامة لتنداهو ودوى-هائل وعسال، ومناطق الخسف النشطة الأخرى في غرب خليج نادجورا (شكل ٣ب). (Audin et al., 2001) تواجدت الصدوع اليمينية Dextral بينما سادت الحركة اليسرى. Sinistral تواجدت الخريشات (Slicken Sides) الناجمة من حركة أسطح الفوالق داخل سلاسل بازلت دالها ورايوليت مايل وناذراً ما تواجداث داخل السحراتويد عفار. أثرت فوالق السلمية En-echelon على سلاسل عسال الخسفية، وأكدت على الأقل حدوث بعض من حركة زحزحة المضرب Strike Slip Movement أقل أو يساوي ٧,٠ مليون سنة وذلك في الحقب الرباعي. ولم يلاحظ حركة مضرب عرضية Transverse Strike Slip Move المشابهة للفوالق الانفعالية المحيطة المتناثرة. غير أن هناك استثناءات سجلت بالقرب من أرتا Arta وذلك على الساحل الممتد إلى داخل البحر في جد ماسكالي تيرن لكتلة الشيخ على صبيح، وعلى طول صدوع هولول وبيا-أنوت قاطعة كتلة على صبيح بفالق انتقالي شمال شرق-جنوب غرب.

ربما لا تزال الطبقات ما قبل الخسف الميزوزوي Mesozoic المشابهة لتلك

المكشوفة في داناكيل ألبا وصخور النيوبروتيروزوية المعقدة موجودة تحت بعض مناطق مغطاه بصخور بركانية أحدث في منخفض داناكيل، وهذه القشرة القارية منخفضة جدا ويصعب تمييزها بشكل محدد من القشرة المحيطية أو الانتقالية ومن الآراء الشائعة رأى يقول إنه -على الأقل- التتوعات البركانية المحورية الضيقة بحرية وربما مناطق أكثر عرضاً أيضاً. وتشير التفسيرات الخاصة بالجاذبية والزلزالية السيزمية إلى أن القشرة أسفل الهضاب الأثيوبية والصومالية يبلغ سمكها ٢٣-٤٠ كم وتدنو إلى أقل من ٢٠ كم في أغلب أجزاء عفار و٦-١٠ كم بطول نطاق البركانية المحورية غرب خليج تادجورا، وزعم موهر (١٩٨٩) أن أغلب منخفض داناكيل مغطاة بقشرة محيطية كاذبة Pseudo Oceanic Crust، وأكد ماكريس وجينزبيرج (١٩٨٧) أن كل المناطق رقيقة السمك الشاذة عبارة عن قشرة قارية ممتدة باستثناء خليج تادجورا حيث تنتشر وتد من القشرة غرباً، حد الصفيحة العربية Arabian Margin.

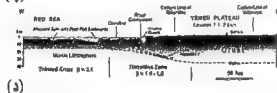
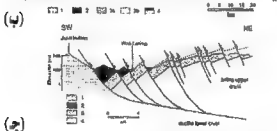
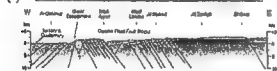
٢-٢، حد الصفيحة العربية : Arabian Margin

يمتد نطاق انصهار عفار إلى الصفيحة العربية (المنطقة التي تقع الآن جنوب غرب اليمن (الشكل ١، ٥، ٦ ب). يعرف الآن التاريخ الخاص بالبركانية للمصيدة البازلتية في الأوليجوسين الأوسط في اليمن بالتشابه القوى بأثيوبيا عقب بدء التمدد البحرى بعيداً عن ساحل إريتريا في فترة الأوليجوسين المتأخرة (مناقشة من الفصل الرابع ٤-٢-١). كانت تكتونية الخسف بالبحر الأحمر متراكبة على سطح البازلت المنساب متصلة بصدد خليج عدن الحديث وانقسام عفار إلى جزئين.

يتسم حد الصفيحة العربية في اليمن بوجود مسطح ساحلى ممتد واسمه تهامة Tihama (الشكل ٥، ٦ ب) محاطاً من جهة الشرق بالهضبة العظمى -Great Escarpment على حافة الهيلاندز اليمنية، ويصل مسطح تهامة حتى ٤٠ كم عرضاً، ويتجه شمالاً وجنوباً، ويرتفع بدرجة خفيفة من البحر الأحمر حتى حوالى ٢٠٠ متر ارتفاعاً

شکل (۵)

٤ = ركيز متبلرة



تتميز الارتفاعات اليمنية على طول حد خسف البحر الأحمر بسطوح من الصخور النارية والمتحولة النيوبروتيزوى وطبقات الرسوبية الميزوزوى، صخور بركانية أوليجوسينية، صخور رسوبية من الحقب الثالث، صخور رسوبية خفسية أوليجوسين-ميوسين، قواطع وجرانيت ورواسب بليوسين إلى الحديث (شكل ١٣، أ، ١٥) سوف تناقش لمنطقة جنوب غرب اليمن ٦ فترات تكتونوستراتغرافية، هي:

- ١- صخور الركيزة الأساسية المعقدة البريكامبرى.
- ٢- تتابع الميزوزوى ما قبل الخسف.
- ٣- بركانيات سلسلة الأوليجوسين ما قبل الخسف المتزامن.
- ٤- نهاية الأوليجوسين إلى الميوسين.
- ٥- رواسب البليوسين-البليوسين المتزامن مع الخسف.
- ٦- جيولوجية الحقب الرابع والنيوتكتونيك.

١-١-٢، الركيزة الأساسية البريكامبرية: Precambrian Basement

تشابه الصخور المعقدة ما قبل الكامبرية للحد اليمنى من البحر الأحمر مع مثيلاتها فى الدرع النوبى النيوبروتيزوى للهضبة الإثيوبية ودانكيل ألبا (القسم ٢-١-١)، وقد سمحت الدراسات الجيوزمنية بتقسيم فرعى للمقاعدة اليمنية لما قبل الكامبرية إلى ستة تضاريس بين صخور النيس Gneiss والمتحولة لأوائل فترة ما قبل الكامبرية والجزر القوسية. Island arcs مع نيوبروتيزوية متراكمة معاً أثناء تكوين الجبال الأفريقية Pan African Orogeny، وتفيد البيانات الخاصة بالنظائر المشعة Neodymium Isotopic Data بأن حداً من الطبقة الخارجية للقشرة الأرضية Lithospheric النيوبروتيزوية يجرى خلال اليمن ليفصل القشرة الأقدم من جهة الشرق (أرض عفيف) ذات أعمار ١ Ga ٢، عن الأعمار النيوبروتيزوية غرباً (Stern, 2002)، وقد فسر هذا الحد بأنه يفصل شرق جواندوانا عن غربها.

صخور القاعدة المكشوفة في الجدار السفلى للصخور من الهضبة العظمى Great Escarpment في الجزء الشمالي من الحد اليمنى. تفسر بأنها استمرار لتضاريس عسير بالمملكة العربية السعودية وتتكون من صخور النيس المطوية مختربة ببلوتونات Plutons تكونية متأخرة ولاحقة مع قواطع قاعدية ما قبل وبعد التكتونية المتوسطة. وربما يكون قد تم تكوين سهب عسير أثناء تكون سابق للجبال الأفريقية (900-700 Pan-Africa Orogeny مليون سنة)، وتبع بالتالي نشوء لاحق من تكون جبال نابيتاح Nabitah Orogeny (690-590 مليون سنة ثم امتد بقشرة خفيفة وتداخل قواطع Dike في (٦٠٠-٥٠٠ مليون سنة).

٢-٢-٢، تتابع ما قبل الصدع: Pre-Rift Sequence

إن التتابع الطبقي ما قبل الخسف في حدود البحر الأحمر اليمنية (الشكل ١٣) تشبه ما هو في إريتريا وإثيوبيا ولكنها أكثر رفعا لتصل إلى حوالي ١٢٠٠ متراً (Beydoun, 1964)، وفي أسفل القطاع طفل أكبر البرمي Permian Akbra Shale تعتلى بعدم توافق صخور الركيزة وتصل حتى ١٣٠ متر سمكاً، ويتكون القطاع أساساً من طفل رمادي زلتى وغرين من أصل نهري-ثلجي مشابه للتتابع الغربى الجنوبى لحد البحر الأحمر (الفصل الرابع ٤-١-٣). القطاع العلوى الميزوزوى يشكل دورة انغمار-انحسار مثلما هو فى داناكيل (الفصل الثانى ٢-١-٢). وتمثل قاعدة الدورة الأحجار الرملية الخولانية Kholan Sandstone الجوراسية الأدنى مضاهاة بصخور الحجر الرملى أديجرات Adigrat Sandstone (شكل ١٣)، وتصل إلى ١٥٠ متر سمكاً، وتتغير من السمة القارية فى قاعدتها إلى السمة البحرية بالقرب من القمة، يعتلى الحجر الرملى بمجموعة أمران Amran Group من الجورى مضاهاة إلى العلوى-المتوسط حجر جبرى أنتالو. Antalo فى اليمن الغربية يظهر أمران Amran فى الفترة الكالوفيان Callovian إلى التيثونانية المبكرة Early Tithonian ويتكون من ٤١٠-٥٢٠ متراً من الحجر الجبرى الكلى مع تداخل من الطفل. توضح قمة مجموعة أمران دليل على

الظهور ويكون غير متوافق ويسفل ١٥٠-٤٠٠ متراً من حجر رملي خشن لمتوسط ذي تقاطع كاذب من مجموعة طويلة Tawilah Group (شكل ١٣). عمر مجموعة الطويلة هو الكريتاسي المتأخر إلى الأيوسين أو الجوري المتأخر إلى الأيوسين (Al-Subbary et al., 1994). ترسبت مجموعة الطويلة في بيئات قارية نهريّة وربما يمكن مضاهاته مع الجوري المتأخر إلى الكريتاسي المبكر لفكرين أمبا آرادم Formation Amba Ar-adam لأثيوبيا وإريتريا (قسمي ٢-١، ٤-٣). في الجزء العلوي من مجموعة الطويلة وتكوين ميدج-زير Medj-Zir Formation تشمل حجر رملي بحري ضحل مع فوراميفرا بحرية من عصر الباليوسين Paleocene وهذه الطبقات تضاهي مع تكوين أوسفان Ufsan Formation المتوسط لمنطقة جدة Jeddah (الفصل الرابع ٤-١-٣). تتميز قمة قطاع الطويلة بترية قديمة Pleosols وفيركريت Ferricrete لتدل على التعرية اللاتريتيّة Lateritic Weathering التي تسبق ترسب سلسلة بركانيات الأوليغوسين اليمنى التي تعطله. هذه اللاتريت تضاهي لاتريت البازلت لما قبل إيبا Pre-Aiba للهضبة الأثيوبية (شكل ١٣، الفصل الثالث ٣-١-٢). ولا يوجد دليل على تقبب الحد اليمنى قبل أو أثناء تدفق بركانيات اليمن.

٢-٢-٢، البركان الأوليغوسيني ما قبل الصدع: Pre-Rift Oligocene Plume Volcanism

أدت الحركة البركانية لما قبل الخسف على الحدود اليمنية قطاع أقل من ٣ كم من البركانية البازلتية في فترة زمنية قصيرة بين ٣١ مليون سنة و ٢٩ مليون سنة. وكانت بداية البركانية البازلتية في اليمن من حوالي ٣٠،٥-٣٠،٩ مليون سنة معاصرة للبركانية في إثيوبيا، وتميزت البركانية السيليكاتية بكميات هائلة من صخور أنجمبرايّت بدأت في اليمن بعد ذلك حوالي ٢٩،٩ مليون سنة واستمرت حتى حوالي ٢٦ مليون سنة (الشكل ٤). (Couli et al., 2003).

أسفل المجموعة البركانية اليمينية يشار إلى وحدة جيهاما Jihama Member ويتكون من الغبار البركاني والطف البلوري. يتوافق الحد مع تكوين ميدج-زير من الجزء

العلوى لمجموعة طويلة ولكن لا يتزامننا، ويوضح أنه لا يوجد تشوه مميز أو حدوث حركة رفع خلال هذا الوقت عند الجهة الشرقية من الهضبة العظمى للبراكين اليمينية تقطع وتدور بفوالق عادية عديدة (الشكل ٥أ). هذا القطاع يعطى بعدم توافق مميز يمتد من حوالى ٢٦ إلى ١٩ مليون سنة. لذلك بدأ الخسف فى الأوليجوسين المتأخر أو الميوسين المبكر.

باستثناء التداخلات الطبقيّة للصخور النارية التى يتم مناقشتها أدناه والأجسام البلوتونية الصغيرة مثل مجما جابرو-سيانيت بالقرب من داخالا Dahala جنوبى اليمن عمرها حوالى (٢١-٢٢ مليون سنة). هناك دليل بسيط على البركانية البازلتية ذو الخسف المتزامن فى الميوسين المبكر على حد البحر الأحمر من جهة اليمن عاكساً حركة اليمن بعيداً عن بؤرة انصهار عفار فى أثيوبيا، ومع ذلك توجد أجسام جرانيتية قلبية هائلة يرجع تاريخها إلى حوالى ٢١ مليون سنة تنكشف على طول الهضبة العظمى وداخلياً Inland جبل صابر بالقرب من تعز Taiz تدل كيميائيتها على أصل القاعدى للصهير خلال البلور الوعى للصهير القاعدى Fractional Crystallization.

تظهر صخور جرانيتية داخل القشرة القارية الممتدة على طول البحر الأحمر وجرانيت مماثل وجد بالقرب من الحافة الشرقية للهضبة الأثيوبية وقد تكون بالأهمية نفسها.

٢-٤: الخسف المتزامن لنهاية الأوليجوسين-الميوسين: End Oligocene to Miocene Syn-Rift

توجد وحدات الترسيب متزامنة مع الخسف من الحدود اليمينية للبحر الأحمر فقط بعيدة عن الساحل Offshore ومعروفة من الآبار الكشفية وتفيد بيانات الانعكاس Reflection Seismic الزلزالية لأكبر من ٨ كم من الصخور السيليكية الحديثة الميوسينية مع تداخلات من المتبخرات توجد فى عدد من المراكز الزلزالية على طول حد الخسف، ويتم مناقشة تفاصيل الصخور الرسوبية لما بعد الخسف بالحدود اليمينية مع بقية أجزاء البحر الأحمر فى الفصل الرابع (٤-٢). على الشاطئ On Shore صخور الركيزة البريكامبرى تقطع طبقات ما قبل الخسف ومجموعة البركانية اليمينية

بقواطع مافية Mafic (حديدومغنيسية) وفلسية (فلسبارات وسيليكات) عديدة ذات اتجاهات إقليمية آخذة الشمال والشمال الغربي-الجنوب الجنوب الشرقي إلى الشمال الغربي-جنوب شرقي، وغالباً ما تكون القواطع Dikes متغيرة بصورة ملحوظة. يضرب اثنان من القواطع باتجاه شمال 60° غرب من الجزء الجنوبي للإقليم البركاني اليمنى (منطقة ردفان) ذات أعمار 25.4 ± 1.3 مليون سنة قيست بواسطة اليوتاسيوم-أرجون، كما تم تحديد أربعة قواطع أخرى من التداخلات الطبقيّة للصخور النارية: 20.6 ± 0.5 مليون سنة (شمال-جنوب) 0.6 ± 18.5 مليون سنة (شمال وجنوب) 18.2 ± 0.5 مليون سنة (شمال 60° غرب) 16.1 ± 0.9 مليون سنة (شمال 60° شرق) ومن هذه البيانات توصل زومبو (1990) Zumbo إلى أنه لا يوجد تغير واضح في منطقة الضغط أواخر الأليجوسين إلى أوائل الميوسين. وفي جنوب المملكة العربية السعودية يتجه نظام القواطع Dikes شمال شمال غرب-جنوب جنوب شرق ويرجع تاريخها إلى 24.2 ± 1.1 مليون سنة (الشكل ٤) (الفصل الرابع ٤-٢-١). وعن طريق التكامل بين تحليلات القواطع وحركية الكسور على النطاق الصغير استنتج هاتشون (1991) Huchan إلى تمدد ضعيف مبكر شرق-غرب معاصر للحركات البركانية اليمنية الأليجوسينية أعقبها في الفترة الميوسينية تمدد شمال شرق-جنوب غرب مسئول عن تصدع وميل بلوكات البحر الأحمر، كما تمت ملاحظة التمدد المتجه شمال-جنوب وكان يرجع إلى تأثير خسف خليج عدن. إن التصدع على طول الخسف اليمنى وفي الكتل المتصدعة المكشوفة في سهل تهامة Tihama على شكل دومينو مع صدوع رئيسة تبعد بمسافة ١-٥ كم (جنوب غرب أو شمال شرق) متصلة عن طريق مناطق إيواء أكثر منها فوالق انتقالية مميزة. تميز تراكيب السهل الساحلي وبعيداً عنه حافة الخسف بانتشار ملح الهاليت Halite أواسط وأواخر الميوسين. تميز الهضبة العظمى الحد الشرقي من سهل تهامة وتكونت في بعض المناطق بمصاطب تصدعية مائلة وفي الأخرى بتداخلات جرانيت حيث يتواجد على طول حد الخسف. تم حساب عوامل التمدد للحدود اليمنية على الساحل

(بيتا=١،٦-١،٨ باستخدام الشكل الهندسي لاستدارة الكتل المتصدعة) (الشكل ٥ب، ج)، وتوضح بيانات الزلازل عبر مسطح تهامة وفي عمق البحر تصدعاً مميزاً يميل باتجاهه ويعلوه الملح، يغطي فوالق خسفية مشابهة لشكل الدومينو، وقرب خط الساحل توجد أشكال ملحية ظاهرة مصاحبة لطيات محدبة ناتجة عن نطاق مغطى، وباستخدام بيانات الجاذبية قدر ماركيس (١٩٩١) عوامل (للمد بحوالى ٤، ٢ فى منطقة أعماق هذا الحد (شكل ٥ج).

٢-٥،٥:رواسب البليوسين-البليوستوسين المترامن مع الخسف أو التصدع،

تواجدت رسوبيات من البليوسين والبليوستوسين فى الآبار العميقة بساحل غرب اليمن، وفى نهاية الميوسين وفى البليوسينى تكونت طبقة من كبرونات الكالسيوم البحرية المنتشرة على نطاق واسع خارج الساحل ذات جاذبية بيواستراتيجرافية متصلة بالمحيط الهندى، ويتنوع سمك هذا القطاع من حوالى ٥٠٠ متراً فى الآبار العميقة البعيدة إلى أقل من ١٠٠ متر فى الآبار العميقة القريبة، وتوضح الآبار الساحلية تتابعات رملية وطفل وتتابعات نهريّة من البليوسين. (Heaton, et al., 1995)

٢-٦،٦:الحقب الرباعي والنيوتكتونيك: Quaternary Geology and Neotectonics:

لا يزال إقليم البحر الأحمر اليمنى نشطاً من الناحية التكتونية والزلازلية والبركانية على الهضبة اليمنية داخل ارتفاع حد الخسف، تقع براكين قلبية من الحقب الرباعى بجزر هاینش وزبير فى المياه العميقة وفى حقل جيزان البركانى على المسطح الساحل بالإضافة إلى حقل حمدان بالجزء الشمالى من حد الخسف (Volker et al., 1997).

الفصل الثالث

٣- خليج عدن Gulf of Aden

ويبدو أن الخسف القارى Continental Rifting فى خليج عدن يسبق مثيله فى البحر (الدليل سوف يناقش فى الفصل الثالث ٣-٢-١ والفصل الرابع ٤-٢-١) الانتشار المحيطى Oceanic Spreading أكثر تطوراً مما فى البحر الأحمر، حيث يرتبط مركز الانتشار Spreading Center مباشرة بالنظام العالمى لحدود الصفائح المحيطية عبر حيد شبة Sheba Ridge ويتقطع مركز الانتشار بفوالق انتقالية أو تحولية شبة (شكل ١٠)؛ ولذلك فإن الحركية النيوجينية الأخيرة Late Neogene لحد هذه الصفائح مفسرة لهذا بشكل أفضل من مثيلاتها بالبحر الأحمر.

يحرّف الاتجاه العام لخليج عدن من شرق شمال شرق-غرب جنوب غرب ENE-WSW إلى حركة النسبية للصفائح العربية Arabia Plate فيما يتعلق بأفريقيا كما دلت عليه خرائط الأعماق للأنطقة الصدعية (شكل ١). ولذلك حظى السبب فى توجيه هذا الخسف باهتمام مقبول، ومن المعروف أن مركز الانتشار قد انتشر تجاه عفار أثناء طوره المحيطى فى حين لا يعلم إلا قليل عن تاريخها القارى المبكر، وقد تم حفر آبار استكشافيه قليلة فى خليج عدن مما تم فى البحر الأحمر وخليج السويس، وبالتالي فالتحكم فى العمر الميكرو-الباليونتولوجى Micro-Paleontology كان أقل مما يجب.

وسوف نناقش تاريخ خليج عدن على مدار أربع مراحل هي:

١- إعداد ما قبل الخسف . Pre-Rift Setting

٢- الخسف القارى فى الأوليجوسين والميوسين Oligocene - Miocene - Continental Rifting.

٣- بداية انتشار قاع المحيط فى الميوسين Miocene Initiation of Seafloor Spreading .

٤- الانتشار غرباً حتى خليج تادجورا West Ward Propagation of Spreading to the Gulf of Tadjoura.

١-٢: الوضع ما قبل التصدع Pre-Rift Setting:

بشكل مشابه لحد البحر الأحمر Pre-Rift Setting اليمنى تنكشف وحدات صخرية من العهد الأركي Archean حتى العهد الحديث Recent، على طول الحدود لخليج عدن اليمنية الصومالية (الشكل ٦أ، ب).

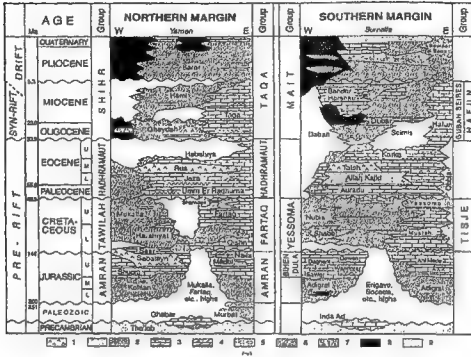
وتعد الصخور الرسوبية لما قبل الخسف أكثر أهمية وتعد الوحدات البركانية العادية في وقت الخسف نفسه Syn-Rift منطقة أقصى غرب الخليج والانصهارات البركانية المرتبطة بها تعد أقل شيوعاً. بالإضافة إلى الركيزة الأفريقية من العهد النيوبروتروزوي لتراكيب الخسف الميزوزوي كظاهرة مهمة لما قبل السينوزوي Pre-Cenozoic لهذا الحد.

١-٣: الطبقات الكراتونية للركيزة الأساسية الباليوزوي والميزوزوي

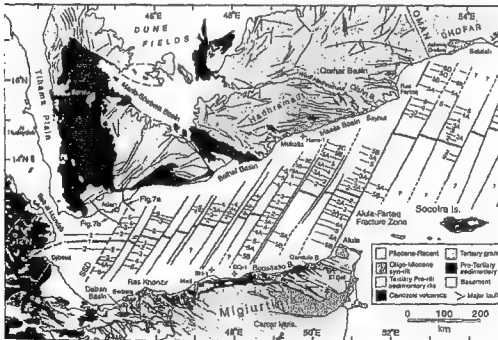
Basement and Paleozoic-Mesozoic Strata:

تشابه الركيزة المتبلرة لحدود خليج عدن الركيزة المكشوفة على طول البحر الأحمر، مكونة خليطاً من أراضى أركية ونيوبروتروزوية أثناء تكوين جبال أفريقيا- النيوبروتروزوي، ومن السمات المهمة التركيبية لأنطقة الفوالق المتجهة شمال غرب- جنوب شرق (الشكل ٦ب). وقد تكونت هذه الصدوع كتراكيب مضرب Strike-Slip متأخرة في الدورة الأفريقية Pan African Cycle، وتعد عناصر للنظام صدع نجد Najd التي تطورت بقوة في الدرع العربي Arabian Shield (الشكل ١) يناقش باستفاضة في (الفصل الرابع ٤-١-١).

الصخور الرسوبية الباليوزوية Paleozoic مفقودة من حدود الصومال واليمن على خليج عدن. تآكل سطح الركيزة واستوت أرضها وربما تكون هذه المنطقة قد ظهرت عبر المرحلة الباليوزوية واستمر التآكل حتى العهد الترياسي Triassic وتغطي



شكل (١٦)



شكل (١٦ ب)

وحدات الركيزة بعدم توافق كوهلان (اليمن) من أدنى إلى منتصف العهد الجوراسي وتكوين أديجرات (الصومال) والكونجولميرات والأحجار الرملية والمارل وأحجار جيرية وأمران من منتصف إلى أعلى الجوراسي (اليمن) ويهين-دولا Bihen-Dula (الصومال الغربية) وأهل ميدو/ Ahl Medo الصومال الشرقية (شكل ١٦) ومجموعة مارل وحجر جيرى. مجموعة (مجموعة تدل على تقدم البحر) الطويلة الكريناسي الممتلئ بعدم توافق مجموعة تدل على تقدم البحر (اليمن الغربي) (Sikamder, Beydoun, 1992) فارناتك (اليمن الشرقي) ، دحلا قوت (دحو فار عمان) ، جيسوما (الصومال الغربية) مجموعات تتكون من حجر رملي نهري في الغرب (قسم ٢-٢-٢). ولكن تبادل معه شحنات كربوناتيّة وفئات بحرية في الشرق. هذا التوزيع السحني ناتج عن تأثير إقليمي للانتشار الحادث في المحيط الهندي إلى الشرق أثناء الكريناسي.

تستمر القشرة القارية شرقاً من ألولا Alula وكيب جوارد فوى Cape Gwardafuy إلى جزيرة سكوترا Socotra Island، وتعتلى الركيزة هنا بحجر رملي كريتاسي وحجر جيرى وتبعه حجر جيرى بالبليوسيني وأيوسيني.

ويتميز الحد الجنوبي الشرقي لرصيف سكوترا Socotra Platform بفالق رئيس شمال شرقي مع قشرة محيطية تعتلى بقطاع رقيق من الفحم الرسوبي المتواجد ناحية الجنوب. حيث تتكشف صخور جرانيت ما قبل الكامبرية والصخور البركانية الرسوبية الفتاتية Pyroclastic والجابرو والتداخلات ما قبل القلوية Pre-Alkaline الكريتاسي تعقبها أحجار جيرية من العهد البليوسيني والأيوسيني يتميز الحد الجنوبي الشرقي لمرصف سكوترا بكسور تجاه الشمال الشرقي مع قشرة بحرية يعتليها قطاع رفيع من الصخور الرسوبية الواقعة في الجنوب. (Bott, et al., 1992)

٢-١-٢: الصدع الميزوزوي Mesozoic Rifting:

تأثرت حدود اليمن والصومال على خليج عدن بأطوار مهمة عديدة من

الخشف القارى من الميزوزوى Mesozoic Rifting (الشكل ١، ٦ب). فى غرب ووسط اليمن تتجه أحواض ماريب شابوا شمال غرب-جنوب شرق منشطة لصدوع اتجاه نجد Najd وأحواض كيشن وجيز-كامار ومن جهة الشرق والغرب بدرجة أكبر والقطاع الاستراتيجرافى فى ماريب شابوا يرجع إلى أواخر العصر الجوراسى، وفى الجزء الشرقى من شابوا توجد أيضاً صخور الكريتاسى المبكر. وتسود فى بلهاف وأحواض سايحوت والصخور الترسيبية الخسفية المتزامنة فى جيزا قمر تعود إلى العصر الكريتاسى، وفى الجزء الشمالى الصومالى توجد بقايا منكشفة من أحواض عديدة منجهة غرب شمال غرب-شرق جنوب شرق بصخور من العصر الجوراسى وأوائل الكريتاسى مع الخسف المتزامن (الشكل ٦ب).

وهذه الصخور تم الحفاظ عليها بأفضل شكل بشرق وجنوب رأس خنزير Ras Khanzir فى Berbre basin حوض بيربريرا أو خسف نوجال Nogal-Rift كانت أحواض بيربريرا وبلهاف متاخمة فى تشكيل الصفيحة فى ما قبل الأوليجوسين.

كان الخسف لمنطقة خليج عدن أواخر الجوراسى يشكل جزءاً من انفصال قارة جواندوانا التى بدأت فى البيرمى، كما توجد أشكال خسفية من المهد الجوراسى فى السودان وكينيا وهذا هو الوقت الخاص بانفصال بين مدغشقر وأفريقيا (حوض الصومال). أثناء أوائل الكريتاسى انتشر الخسف خلال أجزاء كبيرة من أفريقيا وفى أواخر الكريتاسى (حوالى ٨٠ مليون سنة) بدأت الصدوع العرضية Transcurrent Faulting بين الهند ومدغشقر. (Bosowrth et al., 2005).

فى أواخر الثلاثى Tertiary أدى خسف أو تصدع خليج عدن إلى تنشيط العديد من الصدوع الخسفية فى الميزوزوى مما يساعد على التحكم فى تشكيل الانفصال الأولية للحد، ويلاحظ هذا فى البيانات الزلزالية حيث تعد الكسور الخسوف الميزوزوية قاطعة خلال الصخور الرسوبية الأوليجوسين-الميويسنى المتزامنة مع الخسف (شكل ٧). ويتميز الحد الجنوبى لخليج عدن (شاملة رصيف سوكترا) أكثر

اتساعاً من حافتها أو حدها الشمالى (شكل ١٦ب). وعزى عدم التماثل هذا إلى التركيب الخسفى الميزوزوى.

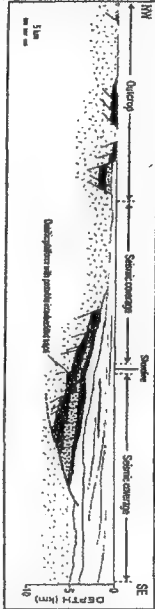
٣-١-٣: طبقات ما قبل التصدع السينوزوي Cenozoic Pre-Rift Strata:

توزع طبقات الباليوسين والأيوسين فى شرق اليمن ودهوفار وعمان على مجموعة حضرموت التى تتكون من أحجار جيرية ومارل وجبس ويصل أقصى سمك لها إلى حوالى ١٧٧٠ متراً (الشكل ١٦أ) والطبقات الوحيدة المكافئة على طول حدود اليمن على البحر الأحمر هى طبقات الحجر الجيرى البحرية الضحلة من تكوينات ميدج-زير Paleocene Medji-zir Formation الباليوسينى (الفصل الثانى ٢-٢-٢ والاتصال بين حضرموت ومجموعات طويلة دحالت Tawilah-Dahalqut الكريتاسية التى تسفلها يفسر على أنه عدم توافق أو تباين Discomformable. فى الصومال يتكون الباليوسين من تكوين أورادو Auradu Formation يتكون من الأحجار الجيرية المترسبة من ماء ضحل (الشكل ١٦أ) وتتكون الطبقات التى تعلوها طبقات سميكة من الأيوسينية من تكاوين تالح، وكاركار، من كربونات كالسسيوم، وطفل، وجبس، وحجر رملى. تصبح طبقات الباليوسين والأيوسين لحدود خليج عدن بشكل عام سميكة وذو سحنات حوضية من جهة الشرق، مما يعكس هبوطاً متواصلاً بموازاة حد أو حافة المحيط الهندى، ويصل تكوين عمود الطبقات الباليوسينى والأيوسينى فى ميجوريتينيا فى شمال شرق الصومال (الشكل ١٦ب) إلى حوالى ١٠٠٠ متر. (Fantozzi & Sgavetti, 1998).

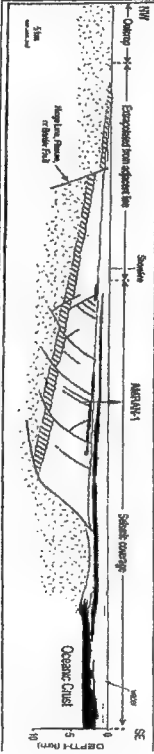
٣-٢-٣: الخسف القاري الأوليجوسينى-الباليوسينى Oligocene-Miocene Continental Rifting

إن أفضل تكتشفات لطبقات مع الخسف المتزامن بخليج عدن فى اليمن وجدت فى المنطقة الساحلية لحضرموت وفى أحواض بلحف وماسيلا وقشن وشرق قمر (الشكل ١٦ب). كما وجدت تكتشفات جيدة فى أخدود أشواق Graben Ashawq لمنطقة دهورار بعمان (الشكل ١٦ب). وفى الصومال توجد قطاعات أكثر اتساعاً على

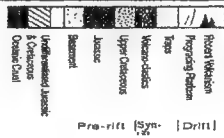
(a) Eastern Aden Sub-basin



(b) Western Aden Sub-basin



LEGEND:



شكل ٧

طول الحد خاصة في أحواض بوساسو والأحواض المتصلة بما في ميجيو ريتنيا في أقصى الشمال الشرقي (الشكل ٦ ب). ووجدت تكشفات رأسية كاملة في حوض دابلن في شمال غرب الصومال.

١-٢-٢: بداية الخسف Rift-Initiation:

عندما بدأ الخسف القاري على طول خليج عدن كان أمراً معروفاً تقريباً، وفي اليمن توزعت الرواسب المتزامنة مع الخسف على مجموعة شحر Shihir Group، وترجع بشكل عام إلى الأوليجوسين والميوسين، وعلى ساحل اليمن تفسر أسفل القطاع (Rupelian) بحوالي ٣٣,٩ - ٢٨,٤ مليون سنة ومع ذلك لم ترد بيانات تاريخية أو حفيرية أخرى، سميت هذه الطبقات في دهوفار بتكوين أشواك Ashawaq Fm وينقسم تكوين أشواق إلى جزأين: عضو شيزار لما قبل الخسف

وعضو نخليت (Nakhlait Member (Roberston & Bamakhalif, 1998) المتزامن مع الخسف والتوزيع العمرى لهما غير دقيق حسب على أساس تواجيدات الفورامينيفرا، ولكن إذا كان شيزار فعلاً قبل الخسف ثم بدأ الخسف حوالي ٣٣,٩ مليون سنة وليس بعد حوالي ٢٨,٤ مليون سنة، وعلى ذلك فبعض الباحثين يدرجون عضو شيزار وتكوين زالومة Zalumah Fm (Priabonian) على أنها متزامنة مع الخسف، كما أن الطبقات المتزامنة مع الخسف تكون معروفة في الآبار الاستكشافية العميقة في منتصف خليج عدن (الشكل ٦ ب) وهذه النتائج متطابقة مع ما هو معروف الآن من الصخور المكافئة الموجودة على سطح الأرض في اليمن وعمان إذا سلمنا بأن عضو شيزار من تكوين أشواك قد حدثت قبل الخسف.

ترجع الطبقات المتزامنة مع الخسف في شمال الصومال إلى الأوليجوسين القاري ورواسب البحيرات لتكوين سيميس Scmis وسكوشبان Scushuban المشار إليهما بسلسلة دابان Daban Series. ترسبت هذه الوحدات في أحواض صدعية وغير متوافقة معقلية كربونات كارك Karkar في الأيوسين المتأخر أو قطاع ما قبل

الخصف القديم في أحواض بوساسو Boosaaso و كاندالا Qandala طبقات. تحوى الطبقات Austrotrillina Asmariensis (٢٣- حوالى ٩، ٣٣ مليون سنة) من (الرويليان-شانيان) (حوالى ٩، ٣٣ - حوالى ٢٣ مليون سنة) توجد كسور داخل التتابع العلوى لما قبل الخصف وهذا يوضح مرحلة من تشوه الحادث في الأوليجوسين والترسبات اللاحقة ولكن مع شك قوى فى العمر (Sgavetti & Famtozzi, 1998)

تفيد هذه البيانات بأن الخصف قد بدأ فى وسط خليج عدن الشرقى عند الأوليجوسين الأوسط (٣٠ مليون سنة) مع ترسبات من قبل الخصف تستمر فى أوائل الأوليجوسين ولا توجد أعمار محددة متاحة للمناطق غرب حوالى ٤٨° شرق ولا يوجد دليل قوى على أن أى امتداد قد سبق بداية الانصهارات البركانية فى منطقة عفار عند حوالى ٣١ مليون سنة (الفصل الثانى ٢-١-٣ أو ٣-٢-٣)، كما أنه من غير الثابت مكان بداية أول خسف قارى بخليج عدن ولا ما إذا كان التمدد اللاحق قد مثل فترة زمنية جيولوجية مهمة.

٢-٢-٣: الترسيب المتزامن مع التصدر ويعلوه: Syn to Post-Rift Deposition

تتجه أحواض الخصف المتزامن باليمن والصومال على حدود خليج عدن WNW-ESE غرب شمال غرب-شرق جنوب شرق إلى شرق-غرب ويفصلها ارتفاعات تركيبية تكشف الركيزة وذلك على نطاق محلى. فى الصومال تكون الأحواض غير متناظرة ونصف أخدودية Half-Graben تفصلها أنطقة إيواء Accomodation Zone يقال إنها أثرت على التطور الأخير لأنطقة الكسور المحيطية بخليج عدن. وقد حددت رمية الفوالق لعدد من الكيلومترات، وقد أشارت تحليلات حركة الصدوع المكتشفة على سطح الأرض من الطبقات المتزامنة مع الخصف على طول حافة اليمن إلى أن اتجاه التمدد الإقليمى للخصف القارى بخليج عدن كان بزاوية حوالى شمال ٢٠° شرق، وينحرف بدرجة عالية إلى اتجاه حوالى شمال ٧٠° شرق من الخليج كما دلت ملاحظات مشابهة فى منطقة دهوفار.

وفي منطقة حضرموت اليمنى (الشكل ٦ب) يشمل مجموعة شهر Shihir Group ثلاثة تتابعات مميزة:

(١) السفلى منه، تداخلات غرينية سيليسية تغليها كربونات كالسيوم بحرية حافية والجبس يتداخل محلياً مع الحجر الجيري والمارل في هذا التتابع، ويشير هذا التتابع إلى تكوين تاكا وغايدا (شكل ٦أ) وأقصى سمك له كان حوالي ١٨٥ متراً.

(٢) سحنة نهريية يتغير في اتجاهه لأعلى إلى سحنة ساحلية سطحية ملحية وهذا التتابع يكافئ أجزاء تكوينات منطقة غايدة وهامى الأدنى (شكل ٦أ) ويبلغ سمكها حوالي ١٠٠٠-١٥٠٠ متراً.

(٣) سحنة شاطئية لما بعد الخسف يشبه إلى حد كبير البيئات الترسيبية الحالية (شرفات غرينية وطبقات من الجبس المعاد ترسيبه) والطبقات البحرية في هذا التتابع مقيدة بشريط ضيق من ١٠٠ متر إلى ١ كم عرضاً متاخماً للخط الساحلى الحالى، والتتابع الثالث يعادل تكون سارا (الشكل ٦أ)، وقد تم تفسير التتابعين ١، ٢ بأنهما متزامنين مع الخسف من حيث النشأة، ولكنهما يوصفان على أنهما لا يوضحان علاقات نمو للكسور ولا التشوه الترسيبي المتزامن، وأعمار التتابعين ١، ٢ معروفة بقدر ضئيل (أوليغوسين) لكن الحد بين التتابع الثاني والتتابع الثالث حدد بواسطة شترونيوم Sr 86/87 لتكون بين ٢١، ١ و ١٧، ٤ مليون سنة (أوائل العصر الميوسيني وأوائل العصر البويدجاليينى Budigalian) وتشير هذه البيانات الخاصة بالصخور الرسوبية إلى أن حد منتصف اليمن على خليج عدن أصبحت مستقرة في أوائل العصر الميوسيني قبل حد عفار بكثير (القسمان ٢-٢، ٢-٢). وحد البحر الأحمر (القسم ٤)، وقد فسر وتشورن (Watchorn et al., 1998) الحد الخاص بالتتابعين ٢-٣ ليمثل حدوداً أقصى من الخسف إلى الانجراف Drift بعيداً عن السواحل وفي الآبار العميقة Offshore من إقليم حضرموت تصادف وجود حوالي ٢٠٠٠ متر و ١١٠٠ متراً من مجموعة شهر ذات الخسف المتزامن وتكون سارا Post-Rift Sarar Fm بعد الخسف على التوالي في ستة

آبار استكشافية، كما تمت رؤية قطاعات أرفع ومن العمر نفسه في البلرين المحفورين داخل البحر ومنتصف الصومال (شكل ٦ ب). يوجد قطاع خسف متزامن على شواطئ الصومال ٢٥٠٠ متراً في حوض دبان الصغير جنوب بيريرا (الشكل ٦ ب) وتتكون مكاشفه على سطح الأرض تتكون من تراكيب دلتا مروحية متداخلة مع الترسبات البحرية. مصدر الفتات السيليكاتية Siliclastics كانت الرمية العلوية لهضبة الصومال من الغرب. في حوض بوساسو لميجيورتيينا Migiurtinia (شكل ٦ ب) يحتوى القطاع ذو الخسف المتزامن على عديسات من الحجر الرملي الخشن الحبيبات وكونجوليرات بها حصى من الصخور النارية والمتحولة. وتعلو هذه الطبقات بسحانات نهريّة وبحيرية تستمر شمالاً إلى تقاع بحرى. هذه السحانات نفسها وجدت في حوض كاندالا Qandala بالمقارنة مع طبقات الخسف المتزامن لحوض الجال El-Gal Basin (شكل ٦ ب) تبين ميل ترسيبيّ جنوبى-غربى. قطاع الخسف المتزامن في ميجيورتيينا يشير إلى سلسلة Guban كويان أو مجموعة كويان تضاهى تكاوين السكوشيان Scushuban، Scimis سكيميس وياندر هارشو Bander Harshau (شكل ٦ أ) أقصى تواجد بحرى حدث في الميوسين. بالرغم من وجود المكاشف الجيدة في الصومال يظل عمر بقايا قطاع الخسف المتزامن غير دقيق (أوليوسين وميوسين).

٢-٣: **بداية انتشار قاع البحر في العصر الميوسيني:** Miocene Initiation of Sea Floor Spreading:

بناءً على البيانات الباثيمترية عرف لوتون (1966) Loughton (أ، ب) مرور فولوجية حديد منتصف المحيط بمنتصف خليج عدن (الشكلان ٦، ١ ب) وأكد ماثيوس (1967) Mathews أن الحديد استمر شرقاً حتى نطاق صدع أوين Owen، واستخدم اسم حديد شعبة Sheba Ridge لهذا التركيب ودلت البيانات المغناطيسية على وجود انتشار شذوذ Anomalies شمال وجنوب الحديد من أوين Owen إلى غرب أنطقة كسور ألولا-فرناتق Alulla-Fartaa حوالى ٥-١٠ مليون سنة (الشكل ١)، والتفسيرات اللاحقة أفادت بتاريخ أكثر تعقيداً مع الانتشار الذى بدأ في منتصف

الأوليغوسين حوالي (٣٠ مليون سنة)، واستمر حتى حوالي ١٥ مليون سنة، ثم بدأ مرة أخرى عند حوالي ٥ ملايين سنة، وقد توصل كوشران (1981) Cochrain من بيانات تاريخية وجديدة إلى أن الانتشار بدأ خلال خليج عدن من نطاق كسر أوين (Owen Fracture Zone (fz) غرباً لمنطقة الانكسار (الشكل ٦ب). كما أدرك أن نطاق المغناطيس الهادئ داخل الأرض ذو الشذوذ الانتشاري ليس بالضرورة أن تكون متساوية. Isochron.

يصعب تفسير الشذوذ المغناطيسي Magnetic Anomalies بالقرب من نطاق المغناطيسية الهادئة ليفسر في العديد من مناطق خليج عدن. وتفيد الدراسات الحديثة بأن الانتشار المحيطي ربما يكون قد بدأ بين مناطق ألولا فرتاق وأوين عند شذوذ (d-5c) عند حوالي ١٨-١٩ مليون سنة (الشكل ٦ب) أو شذوذ ٥ c عند حوالي (١٦ مليون سنة)، يمكن معرفته لبضعة ١٠٠ كم غرب نطاق كسر ألولا-فرتاق، ولهذا فالانتشار يتمدد من الشرق إلى الغرب، وأحدث انقساماً أولاً: في القشرة المحيطية شرق جزيرة رأس شريبات سكوترا (الشكل ١)، ثم القشرة القارية عبر خليج عدن. ويبدو بوضوح أن التمدد Propagation قد حدث ظاهرياً وموقعاً لعدة ملايين من السنين عند حد الكسر الليثوسفيري. Lithospheric Breaks.

ويتوافق الانتشار المنظم في وسط خليج عدن عند حوالي ١٦ مليون سنة، مع تفسير الانتقال من الخسف إلى الانجراف بين حوالي ٢١,١ وحوالي ١٧,٤ مليون سنة على طول حد الشاطئ اليمنى (الفصل الثالث ٣-٢-٢) كما يبدو أنه كانت هناك استدارة لمنطقة الضغط على طول الحدود اليمنية في ذلك الوقت للتمدد باتجاه شمال ٢٠° غرب، وقام هاتشون وخان باري (2003) Huchan and Khanbari بتفسير ذلك على أنه نتج نتيجة للضغوط التدويرية المرتبطة بالتمدد باتجاه شمال ١١٠° غرب لمركز الانتشار المحيطي بخليج عدن.

٣-٤: امتداد انتشار قاع البحر لخليج تادجورا

Propagation of Sea Floor Spreading to the Gulf of Tadjoura:

يقع انقطاع Discontinuity شكرا الشيخ (أو نطاق الكسر) عند الحد الشرقي لانصهار عفار (الشكل ٦ ب)، وهذا الانقطاع ليس بنطاق كسرى بالمعنى المعتاد Rheology of Continental، ولكنه يتفق مع التغير الرئيس في رايولوجية الليثوسفير القاري؛ ولهذا فربما يكون شكل انتشار الخسف مختلفاً، وتختلف بشدة بيانات الباثيمترية والجاذبية بالمناطق التي تقع غرب الانقطاع عن تلك الموجودة في وسط خليج عدن.

بتحليل الإحصائيات الخاصة بالانكسارات السيزمية المحدودة Seismic Refraction وبيانات الجاذبية تفيد بأنه من خليج تادجورا ١٠° ٤٤' شرقاً يبدو الليثوسفير من النوع القاري ولكنها تبدو رقيقة أسفل القاع المحوري Axial Trough ومن زاوية ١٠° ٤٤' إلى ٤٥° ٤٤' شرقاً (الموقع التقريبي لانقطاع شكرا الشيخ) Discontinuity فإنها تأخذ الطابع الانتقالي، ويصبح شرق ٤٥° ٤٤' الليثوسفير محيطياً Oceanic ولها فترة هبوط حراري تقدر بحوالى ١٠ مليون سنة.

الفصل الرابع

٤- البحر الأحمر Red Sea

تظهر نتائج الحفر الاستكشافي العميق أن الخسف القاري في شمال الجزء الجنوبي من البحر الأحمر قد بدأ بعد بضعة ملايين من السنين من بدايته في خليج عدن (Hughes et al., 1991)، وقد مرت ذراعاً نظام الخسف بأشكال شديدة الاختلاف من التمدد والانتساع، ويبدو أن انتشار قاع البحر في البحر الأحمر قد بدأ منذ حوالي ٥-١٠ ملايين سنة متأخراً عن الأحداث الرئيسة في خليج عدن، ولا يدعم كل العاملين في المجال هذه التفسيرات، وزعم لوبيشون وجوليير Le Pichon & Gaulier (1988) أن الانتشار قد ظهر بالضرورة في الوقت نفسه في البحر الأحمر وخليج عدن؛ لأنهما افترضاً أن الانتقال من الخسف إلى الانجراف تزامن مع تسريع في حركة الصفيحة والتي لا بد لذلك أن تكون متزامنة في كل من الخسفين، كما أن هناك جدلاً حول تأثير إعداد ما قبل الخسف على التطور المبكر للحوض، وشكل حركة الخسف المتزامن وتمدد الحوض إلى الشمال يمكن أن يتم التحقق منه وتمييزه.

وفي هذا الجزء سوف نناقش الآتي:

(١) الوضع التركيبي والاستراتيجرافي لما قبل الخسف بالبحر الأحمر، وخليج السويس، وخليج العقبة.

(٢) تطور خسف الأوليجوسين المتأخر والميوسين المتأخر.

(٣) التطور الانجرافي من البليوسين حتى الحديث.

(٤) جيولوجية الحقب الرباعي والنيكتونية.

٤-١، الوضع ما قبل الخسف: Pre-Rift Setting

على عكس خليج عدن فإن البحر الأحمر قد تطور بشكل كبير داخل الوضع Intra-Continent القاري، وعلى نطاق محلي (أكبر من ١٠٠ كم)، كما تأثر بالتصدع

في حوض البحر الأحمر بشدة بشكل أجزاء الركيزة القديمة وحدود التضاريس الأرضية والتراكيب القديمة المتكونة على مدار أعمار عديدة، وتركيب وسلك الغطاء الترسبي لما قبل الخسف، ويبدو من الناحية الإقليمية أن اتجاه الخسف قد تحكم فيه الضغط في المناطق البعيدة الذي يتم مناقشته أدناه.

٤-١-١٠ تراكيب لبشولوجية الركيزة الأساسية النيوبروتروزوية

Neoproterozoic Basement Lithologies and Structure

تتكشف الركيزة المتبلرة للبحر الأحمر على طول تلال البحر الأحمر المرتفعة وشبه جزيرة سيناء الجنوبية والدرع النوبي Nubian Shield (أشكال ١، ٨). ويتكون الليثولوجي من صخور النيس الجرانيتية، ورسوبيات متحولة وتدفقات بركانية كالدسية-قلوية من النيوبروتروزوية وصخور فتاتية بركانية الرقائقية Foliated وأفيوليتي نيوبروتروزوي، وأطوار عديدة من الحركة المتزامنة مع حركة متداخلات جرانيتية. ويتميز شكل الركيزة الإقليمية باتجاه شمالي إلى شمالي غربي بان أفريقي رقائق في النيس الركيزي، ذو اتجاه شمال شرقي إلى شرق شمال شرق قواطع بان أفريقي مافية Mafic رأسية-شبه رأسية إلى أنديزيتي (نيوبروتروزوي متأخر إلى كامبري مبكر، أنطقة كسرية تنجها شمال جنوب حيث إن الإزاحة الأفقية للصدع يمينية Dextral مع بعض التداخلات الجرانيتية وأنطقة قصية Shear Zones للركيزة متجهة غرب شمال غرب إلى شمال غرب حيث إنها جزء من نظام صدع (نجد) الممكن للرواسخ العربية Arabian Craton. بالإضافة إلى الحدود القارية السطحية فإن صخور النيس والبريدوتيت Peridotites البروتروزوي Proterozoic تتكشف على مسافة حوالي ٥٠ كم من الشواطئ على جزيرة الزبرجد (Zabargad Island) (Brueckner et al., 1996) (الشكل ١). ووجدت صخور جرانيتية في الآبار الاستكشافية بعيدة عن الآبار المحفورة على طول الحدود المصرية والسعودية حتى مسافة حوالي ٢٠ كم من الخط الساحلي (Bosowrth et al., 2005). كما تتكشف الركيزة القارية في أخدود Horst



داناكيل فى عفار (الشكلان ٣، ١ ج) كما أكده فرويند (Freund 1970)؛ لذلك يحتوى البحر الأحمر -على الأقل- على بعض من التمدد للقشرة القارية على طول حدودها البحرية. ومع ذلك وعلى أساس اعتبارات قياسية للصفحة فقد تم اقتراح شكل ساحل إلى ساحل البحر الأحمر لما قبل الخسف (McKenzie et al., 1970) واستعادة محاذاة التراكيب والأحزمة الليثولوجية البريكامبرى فى الدروع النوبية والعربية (سلطان وآخرون، ١٩٩٢). واعتقد باحثون آخرون أن فجوة يجب أن توجد، حيث إن العرض المعتمد فقط على كم يبلغ تمدد القشرة القارية بالفعل (Bosworth et al., 2005).

توضح حركية الصفحة ووصلة البحر الأحمر وخليج السويس وخليج العقبة أن الجزء الشمالى للبحر الأحمر فى الجانب السعودى والحدود المصرية بحوالى ٥٠-٦٠ كم تقريباً يمكن استعادتها بين بعضها البعض (تناقش فى الفصل الخامس ٥).

ويظل ذلك مثيراً لجدل كبير فى دراسة نظام الخسف الخاص بالبحر الأحمر وخليج عدن.

يمتد حوض البحر الأحمر من باب المندب إلى السويس بحوالى شمال ٣٠° غرب (الشكلان ١، ٤). هذا الاتجاه الاقليمى يتوافق مع اتجاهات بلوكات الصدع الرئيسية المنكشفة على السطح على طول السهول السطحية والتحت السطحية، ومع ذلك فى سيناء والحدود المصرية والسعودية الشمالية الواقعة على البحر الأحمر وعلى مسافات طويلة صدوع الخسف المبكر أعادت تنشيط صدوع (نجد) لتتجه شمال ٦٠° - ٤٥° غرب، وحافظ حد الصدوع على اتجاه شمال ٣٠° غرب عن طريق ربط صدوع نجد بالصدوع Dextral اليمينية ذات اتجاه شمال-جنوب القديمة، أو عن طريق التراكيب القديمة. وبعد محصلة النمط الزجراجى للتصدع هو محصلة اتجاه البحر الأحمر الشمالى وخليج السويس (الطرايبلى والعوضى ١٩٧١) (الشكل ٨ ب) وعلى نطاق أكبر فاتجاه شمال وجنوب يحرف إلى الاتجاه، الشمال ٣٠° غرب يحد البحر الأحمر النوبى Nubian Red Sea (شكل ١). واتجاه ١٥° شمالاً يتماشى مع ما ذكره

(كاظم وجيرلان ١٩٧٣)، بينما يدور اتجاه ١٥° في الإسقاط الشمالي لكازمين Kazmin وجارلان النيوبروتيروزوى المتواجدة في حد فائق عفار الغربى (الفصل الثانى ١-٢). الانثناء عند ١٨° شمالاً و ٢٢° شمالاً يتوافق مع لحد عفار الصدعى العربى النيوبروتيروزوى. الإسقاط الشمالية لخط التحام Suture لباراكا النيوبروتيروزوى Neoproterozoic Baraka وأونيب-خاميسانا على الترتيب.

سبب جوهري في وجود تلك التراكيب شمال البحر الأحمر وخليج السويس. وقد فسرت خطوط الالتحام Sutures على أنها أنطقة ضعف ليثوسفيرية والتي عملت كدليل على الضغط عاكسة التمدد الشمالى الغربى المبكر للخسف القارى للبحر الأحمر، وعلى طول حدود اليمن الجنوبية على البحر الأحمر توجد فوالق نجد، وفوالق متجهة شمال-جنوبى المنطقة بشكل أقل ملاحظة في الركيزة وتلاحظ رابطة خفيفة لصدوع ما بعد الخسف بشكل أكبر. (Dexon et al., 1987; Kenea et al., 2001)

١-٤-٢ التراكيب المرتبطة بتطور النيوتيسى Structres related to the Evolution Neotethys

التراكيب التى نشأت أثناء تشوهات العهد الميزوزوى وأوائل السيزوزوى بذلت جهداً وتأثيراً أقل مع درجة الأهمية نفسها على اتجاه تراكيب البحر الأحمر المتزامن مع الخسف. وأهم هذه التشوهات حدثت أثناء العصر السنتونى (حوالى ٨٤ مليون سنة) وأواخر الأيوسينى (حوالى ٣٧ مليون سنة) من أطوار Regional Compressim الإقليمى. وقد ارتبط كلاهما بأحداث وقعت في الشمال في نطاق البحر المتوسط Tethyan.

ولهذا السبب تطورت بقوة في الشمال، خاصة في خليج السويس. وفي حوض البحر الأحمر تظهر تأثيراتها جنوب خط عرض القصير (الشكل ١) كما يمكن التعرف على تشوهات لأواخر العصر الكريتاسى في عفار.

أنتجت التشوهات الألبية Alpine Deformation الناتجة من تحول يمينى عرضى على طول الحد الجنوبي للمحيط النيوتيسى Neotethys Ocean حزام الطى

للقوس السوري Syrian Arc Fold، حيث تجرى عبر مصر الشمالية، ويتبع عند المشرق Levant ويتحول شرقاً في سوريا Palmyrides (شكل ١)، وهذا قد أنتج اتجاه طى وصدور معكوسة في اتجاه شرق-غرب إلى شمال شرق-جنوب غرب Folds and Reverse Faults مع رفع لبلوكات الركيزة (مصطفى و خليل ١٩٩٥)، وتأثرت بلوكات الركيزة كما لو كانت عوائق تمنع تمدد الفوالق المتزامنة مع الخسف في خليج السويس، خاصة في الطية المحدبة لوادي عربة Anticline. ويتحكم نظام الطي السوري. في الأطراف الشمالية لنظام الخسف بالبحر الأحمر، وجنوب مدينة السويس يوجد امتداد حده حوض خسفي وحيد وضيق، ويشار إليه بحوض داراج Darag Basin (شكل ٨ ب). انتشر شمال السويس تمدد نيوجيني Neogene على مساحة واسعة تصل من البحيرات المرة غرب دلتا نهر النيل المجاور (شكل ١)، حيث خسف المنزللة النيوجيني الآن مدفون تحت رواسب من البليوسين والبليوسينيسين والحديث.

و اعتماداً على الحركة بين أقصى شمال خليج السويس والمنزلة أحدثت نشاطات كثيرة لتراكيب شرق-غرب القوس السوري لنطاق صدع خليج السويس.

٤-١-٣، استراتيجرافية ما قبل التصدع

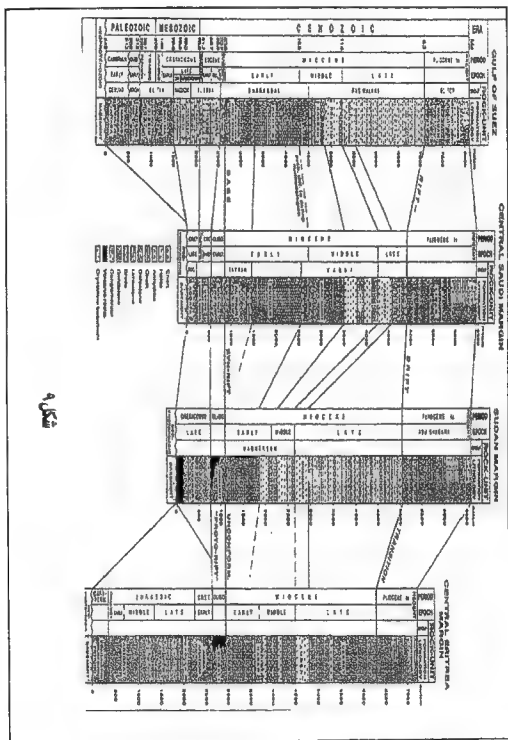
Pre-Rift Stratigraphy and Proto Red Sea Embayments:

يتنوع القطاع الاستراتيجرافي بشدة بحوض البحر الأحمر على امتداد طوله، حيث يتميز بانخفاض عام في السمك بعيداً عن الحدود الليثانية Tethyan Margins شمال خليج السويس، والحدود الخاصة بالمحيط الهندي جنوب عفار. وقد أثرت طبيعة وسمك الصخور الرسوبية ما قبل الخسف على تكوين الصخور المتزامنة مع الخسف، وعلى شكل التصدع التمددي الأولى، شكل شبه الأحواض الخسفية على نطاق كبير. وكانت طبقات ما قبل الخسف مهمة في تكوين العديد من النظم الهيدروكربونية المثبتة للحوض.

وقد أدت كسور التمدد الذبوجيني إلى انكشاف استراتيجرافية منطقة البحر الأحمر، أمدتنا المكاشف والآبار بمعلومات استراتيجرافية عن ارتفاع الحوايط القديمة Foot Walls لهذه البلوكات؛ لذلك فمقدّر وقياس القطاع الاستراتيجافى الكامل الذى يمكن إيجاده فى مواقع الرميات السفلية Down Thrown للتراكيب الحوضية صعبة، ومع ذلك فهذا يعد تمريناً مفيداً وناقماً وله مغزى فى الدراسات الحفرية والتربيبية، نمذجة الحوض Basin Modeling والتفسيرات الزلزالية المنعكسة.

ويعد (الشكل ٩) تجميعاً لبيانات المكاشف والبيانات تحت السطحية بمحاذاة خسف البحر الأحمر، حيث تحاول هذه البيانات تقدير القطاعات الاستراتيجرافية الكاملة لإعدادات حد الخسف، ولا تستخدم قيم سمك القطاع الاستراتيجافى المحلية والأعمدة الليثولوجية لبعدها عن تأثير قباب الملح Diapirism استويت Peneplain ركيزة الدرع النوبى-العربى فى ما قبل الخسف ذات الصخور المتحولة والجرايتية بقوة قبل ترسيب صخور الفتاتية السيليكاتية الكامبرية عند خط عرض منتصف خليج السويس. يتكون الكامبرى من حجر رملى حافى بحرى وقارى الخاص بمجموعة قبيليات Queblat Group لتكاوين عرية وناقوس Araba and Naqus Fms (مصطلح Nubia خاص بالحقل البترولى)، حيث يصل إلى سمك كلى حوالى ٥٨٠ متراً (أشكال ٨، ٩) (حسن ١٩٦٧، وسعيد ١٩٧١، وعيسوى ويوكس ١٩٨٢) فى جنوب خليج السويس، ولا توجد طبقات من الباليوزوى الأسفل Lower Paleozoic حتى نصل إلى السهل الساحلى لجنوب العربية السعودية، حيث يصل سمك الصخور الرملية الكامبرى حتى أوائل الأردوفيانى لحوالى ٢٠٠ متراً سمك.

تتباين Disconformable الأحجار الرملية من العصر الكامبرى بمنطقة خليج السويس مع ما يعتيها ٤٢٠ متراً من الدولوميت الكريونى Carboniferous والأحجار الرملية، وطفل أسود، وطنين بتكوين أم بوجمة وأبو درية وأبو ثورة (Nubia "B") (الشكلان ٨، ٩)، وتغطى الأحجار الرملية الكربونية العلوية صخور بازلت بيرمى Permian. ولم



يثبت حتى الآن أن طبقات الباليوزوى العلوى فى منتصف حوض البحر الأحمر، ولكنها تعود للظهور على طول الحدود الإريتريّة قد تكون الأجزاء العليا لتكون أمبا أرادوم، حيث تحتوى التكوينات الكربونى-البيرمي (٢) أنتكو وأيدلجا-أربى (الشكل ٩) تتكون من حوالى ٣٤٠ متراً من الأحجار الرملية والطفل وطين حصوى، والتي تدل على أنها من أصل

جليدى أو قبل جليدى Glacial-Periglacial.

يتكون حد البحر الأحمر المصرى وخليج السويس الباليوجينى Paleogene (الشكلان ٨، ٩) من أكبر من أو يساوى ٣٥ متراً من تكوين طفلة الإسنا Esna Shale Fm، ويعتليه حجر جيرى غالباً شيرتى سميك، ولتكاوين طيبة Thebes وسما لوط والواسطة والمقطم وتكوينات أخرى، مثل: سما لوط Samalut، والوسيط Waseiyit، والمقطم Mokattam (سعيد ١٩٦٠)، (زيكو وآخرون ١٩٩٣). وتعلّى الحجر الجيرى تربة قديمة Paleosol وحجر رملى نهري وبحرى حافى رقيق السمك انتقالى، يرجع عمره من الأيوسين المتأخر-الأوليغوسين، ويمثل تكوين طابية Tayiba (أبو النصر ١٩٩٠)، ويصل سمك الباليوجين فى شمال خليج السويس لحوالى ٥٠٠ متراً، ثم يرق إلى حوالى ١٠٠ متراً على طول الحد المصرى للبحر الأحمر عند القصير.

تقع الطبقات المتزامنة مع الخسف على طول الحدود العربية السعودية الشمالية فى ميدين وتوجد مباشرة على تكوين أدافا الكريفاسى المتأخر والباليوجين غير متواجد، وبالقرب من جدة يستمر تكوين أصفان الأدنى أواخر الماستريختانى بدون انقطاع إلى الباليوسين طبقات كاربوناتية من أصفان الأوسط ليسجل طغياناً بحرياً محلياً (الشكل ٩)، وامتدت البيئات البحرية جنوباً حتى غرب اليمن، حيث ترسب تكوين ميدجيرير Medj-Zir Fm (انظر: الفصل الثانى ٢-٢).

لا يوجد تأكيد لطبقات الباليوجين على طول الحد السودانى على البحر الأحمر، ولكن اشتملت تكوين Hamamit Fm (الشكل ٩) على وحدات قد يرجع عمرها إلى

الباليوسين-ميوسين Paleocene-Miocene.

تظهر الأحجار الرملية القارية والطبقات الحمراء من البرمي-كسبب الترياسي والجوراسي، وملحا الكريتاسي الأسفل فوق الأحجار الرملية من الباليوزوي المتأخر (Nubia "C") لتكاوين مجموعة التيه El-Tih Group والصخور البازلتية بخليج السويس (الشكلان ٨، ٩)، ويصل أقصى سمك لها حوالي ٧٠٠ متراً (عبد الله وآخرون ١٩٦٣)، (بركات وآخرون ١٩٨٨)، و(درويش ١٩٩٢) في (Bosowarth et al., 2005)، ومكافئ التكوين مالها بسمك يصل إلى عدة مئات من الأمتار تفسر بأنها تحدث على طول الحدود المصرية للبحر الأحمر جنوباً حتى القصير (شكل ١).

بالرغم من أن هذه الأحجار الرملية غير الحفرية يرجع عمرها إلى أواخر العصر الكريتاسي (كرداني وشريف ١٩٩٠)، ويوجد في جزيرة زيرجد في البحر ٢٠٠ متراً من طبقات العصر الكريتاسي (تكوين زيرجد) Zabargad Fm التي تتكون من طبقات متبادلة من طين بحري وحجر رملي وأحجار جيرية سيليكاتية.

تعد طبقات الجوراسي في أقصى جنوب حوض البحر الأحمر أكثر المكونات الاستراتيجية لما قبل الخسف (الشكل ٩) وتشبه إلى حد كبير جداً الصخور المكتشفة في عفار (الفصل الثاني ٢-١) لتصل حتى ٦٨٠ متراً من الأحجار الرملية النهرية لتكوين إديجارات، وقد ترسبت أثناء العصر الترياسي (٤) إلى منتصف الجوراسي، وأعقبها تقدم للبحر رئيس، وترسيب حوالي ٩٠٠ متراً من أواخر منتصف الجوراسي من الحجر الجيري أنتالو Antalo Limestone وحوالي ٢٥٠ متراً من طفل أجولا Agula Shale وذلك في أواخر الجوراسي. وفي أواخر الجوراسي إلى أوائل الكريتاسي أدى الانحسار إلى عودة الببيلات القارية، وترسيب حوالي ٥٠٠ متراً من الأحجار الرملية من نوع أمبا آرادوم (Amba Aradom Sandstone)، وهو المكافئ لتكوين المالها في مصر El-Malha Fm.

ويتكون قطاع الكريتاسي العلوي في خليج السويس والحدود المصرية على البحر الأحمر من طبقات بحرية صحلة لتكاوين القصير، واحة، وانا، ماتولا، دوي، وسودر

١٩٥٧، غوراب ١٩٦١، كردانى وشريف ١٩٩٠، درويش ١٩٩٤). الحجر الرملى الأحمر والطفل من أصل نهري إلى دلتاوى يشكلان الليثولوجية الأساسية مع صخور بركانية فى القطاعات الحديثة على طول الحد الإريتري قد تكون الأجزاء العليا لتكوين أمبا آرادوم وتسود الوحدات الأدنى من طفل وأحجار رملية من انغمار أو تقدم بحر السينومانيان Cenomanian أوائل السينونيان Early Senonian وتعلوه أحجار جييرية والطباشير الكامبانى Campanian، والماستريختانى Maastrichtian، وطبقات الكريتاسى العلوى لتصل إلى سمك حوالى ٥٨٠ متراً فى خليج السويس.

وتوجد صخور سلتية بطول الحدود السعودية على البحر الأحمر (الشكل ٩)، وأحجار رملية من العصر الكامبانى إلى أوائل العصر الماستريختانى فى ميدى Mid-yn، ووادى أزالام لتكوين أدافا Adaffa Fm، وفى نطاق جدة مجموعة سوقا غير المصنفة، حيث يبلغ السمك أكثر من ١٦٥ متراً.

وفى منطقة جدة تغطيتها أحجار رملية وسيلت من أواخر الماستريختانى لتكوين أوصفان الأدنى. وعلى طول الحدود السودانية تصل الأحجار الرملية الكونيسيان Coniacian والماستريختانى الأدنى Lower Maastrichtian إلى ١٩٠ متراً فى القطاع المثالى، وقد ظهرت وحدات بركانية كريتاسية أسفل تكوين موكاور فى الآبار البعيدة عن الساحل (الشكل ٩).

ويمكن تلخيص ما سبق فى أن القطاع الاستراتيجى لما قبل الخسف Pre-Rift فى خليج السويس يصل سمكه المجمع Composite إلى حوالى ٢٦٠٠ متراً. وفى أقصى شمال البحر الأحمر يصل القطاع عادة إلى حوالى ١٠٠٠ متر مع فقدان كل من القطاع الباليوزى الأسفل وكثير من كربونات الأيوسين. وتظل هذه الدرجة الأقل سمكاً مستمرة على طول الحدود السعودية والسودانية. وفى إريتريا يتوسع هذا القطاع حتى حوالى ٣٠٠٠ متر، ويعزى إلى زيادة الوحدات

الجوراسية . وقد حدث الطغيان البحرى فى منطقة منتصف وشمال البحر الأحمر فى أوائل الكريتاسى (تكوين الزيرجد) الماستريختانى والبالوسين (أدنى إلى وسط تكوين أصفان) وأوائل العصر الأيوسينى (تكوين شومايسى) Upper Shomaysi (Sengor, 2001). Fm ربما يكون الخسف الصفائحي Intra-Plate قد تحكم فى أول فيضان بينما الاثنان الآخران سادا أيوستاتيكيًا، ويتواجد البحر الأحمر الأولى Proto أيضاً فى الجنوب أثناء الجوراسى (راجع قطاع عفار الفصل الثانى ٢-١-٢) . ولكن اتجهت الشواطئ القديمة فى الجوراسى فى اتجاه شرق-غرب فى مصر، ولا يوجد دليل على حدوث طغيان بحرئى فى جهة الشمال (عبد الله وآخرون ١٩٦٣)، (Guiaud et al., 2001).

٢-٤: تطور التصدع المتزامن Syn-rift Evolution

أمكن التفرقة بين ثلاث أطوار للخسف القارى بالبحر الأحمر نجد أن:

- ١) بداية خسف الأوليجوسينى المتأخر-الميوسين المبكر Late Oligocene- Early Miocene Rift Initiation.
- ٢) هبوط الخسف المتزامن الرئيس فى الميوسين المبكر Early Miocene Main Syn-Rift Subsidence.
- ٣) تحول المشرق-العقبة بدأ من منتصف العصر الميوسينى Middle Miocene Onset of the Aqaba-Levant Transform، والرواسب التى ترسبت أثناء الأطوار الثلاثة وتتضح فى أنحاء معظم أجزاء الحوض من اليمن إلى مصر (Montenat et al., 1986, (Beydoun & Hughes, 1992), (Coleman, 1993), (Bunter et al., 1998).
- ٤-١-٢: بداية التصدع Rift Initiation

يعد تكوين أبو زنيمة من أوائل الرواسب التكتونية المتزامنة المحددة والمعروفة فى مصر، والتى تتكون منها الطبقات الحمراء Red Beds

لتكوين أبو زنيمة Abu Zenima Fm المغطاة بتدفق بازلتى عمره حوالى ٢٢ مليون سنة فى سيناء. وتكوين نخول Nukhul Fm حيث يتكون من حجر جبرى دولوميتى فورامينيفرا معطياً (٢٠، ٤-٢٣ مليون سنة) فى وادى نخول (Aquitanian) فى وسط خليج السويس وجبل الزيت فى جنوب الخليج (الشكلان ١٨، ٩)، وقد تم التحكم فى الترسيبات أثناء الفترة الأكوينانية Aquitanian عن طريق فوالق متقطعة وقصيرة، وبلغ معدل الاستدارة للبلوكات الصدعية ذروته فى هذا الوقت. ويشمل قطاع أبو زنيمة- نخول كونجولوميزات شيرتية وأحجار رملية نهريّة، ومجموعة متنوعة من أنهيدرايت يصل أقصى سمك لها إلى ٥٠٠ متراً، وفى شمال العربية السعودية تم وصف ترسيبات خسف مبكرة من العصر الشاتى Chattian معطية عمر حوالى (٢٨، ٤-٢٣ مليون سنة) من مدين. لكن حفرياتنا الدقيقة أعيد تفسيرها على أنها أكوينانيان. Aquitanian العديد من أجناس الفورامينيفرا الشاتية Reworked Chattian ذكرت أيضاً من مارل الجلوبيجيرينا Globigerina Marls 5 أمتار أسفل بحر فى حفلة الغردقة فى جنوب خليج السويس (الشناوى ١٩٧٥). ومصدر طبقات تلك الحفريات لم يحسم بعد.

ومع التوغل جنوباً فى منطقة حد العربية السعودية يرجع تاريخ الأحجار الرملية والسيلى والتدخلات البازلتية من تكوين ماطية Matiyah Fm (الشكل ٩) يرجع عمرها إلى الأوليجوسين المبكر حسب التأكيدات الحفرية والراديوماترية (K-Ar)، وتعتبر (Hughes & Filatoff, 1995) من فترة الخسف المزامن والخسف الأولى، Protorift، ولا نرى دليلاً على أن هذه الوحدات تتزامن تكتونياً فى المنشأ (الشكل ٩)، ويمكن مضاهاتها مع طابيا Tayiba قبل الخسف Pre-Rift حيث الطبقات الحمراء Red Beds لخليج السويس. والطبقات المتزامنة مع الخسف هى عبارة عن طبقات متبادلة من الحجر الرملى والطفل والصخور الرسوبية البركانية والبازلت الخاص بتكاوين براكين جيزان والوجه Al-Wajh Fm، والبيانات الراديومترية والسترونشيوم النظير المشع. والبيانات الحفرية تبين أن هذه الوحدات يصل عمرها إلى حوالى (٢٤-٢١ مليون سنة).

فى السودان يظهر الحد بين الطبقات المتزامنة مع الخسف وقبله واقعاً داخل تكوين حماميت الذى يصل سمكه إلى حوالى ٣٠٠ متراً، ويرجع إلى الباليوسين (٩) وإلى أوائل الميوسين (٩) التى تمت مناقشتها فى الفصل الرابع (٤-١-٣) (الشكل ٩). بالرغم من عدم ثبوت موقع عدم التوافق.

تكوين ماغيسام Maghersum Fm، أو مجموعة ماغيسام حيث إنها متزامنة مع الخسف، ويصل سمكها إلى أكثر من ٢٥٠٠ متراً فى الآبار العميقة البحرية، وتسجل أقدم الطبقات فى هذا التكوين أن عمرها من الميوسين المبكر حيث تَعْتَلَى تكوين الحماميت.

التغير الليثوستراتيجرافى المكافئ لتكوين الحماميت فى حد البحر الأحمر الإريتري هو تكوين دوجالى Dogali Fm (شكل ٩)، حيث إنه ربما يكون جزئياً متزامناً مع الخسف Syn-rift، ويعتلى تزامن Thio-1 أسفل تكوين حاباب Habab Fm حيث يبدأ عامة فى الميوسين المبكر (شكل ٩)، ولكن فى بدر Thio-1 أسفل تكوين حاباب يحتوى على حفريات نانوجيرية Calcareous Nannofossils نطاق NP25 (Late Chattian) الشانئ المتأخر، ويقع Thio-1 فى البحر العميق من أخدود داناكيل، جنوب خليج زولا Zula. يعتبر نطاق NP25 ممتد من حوالى ٢٧,٥ إلى حوالى ٢٣,٠ مليون سنة مدعماً لأقل عمر للخسف.

كل الطبقات السفلية المتزامنة مع الخسف ترتبط بانصهار بازلتى زولييتيك Tholeiitic داخلى غالباً يكون فى شكل قواطع نارية تقطع موازية لحدود البحر الأحمر (حوالى شمال ٣٠° غرب)، وهذه التداخلات يرجع عمرها بين ٢٧ و ٢٠ مليون سنة قدرت بنظيرى البوتاسيوم-أرجون (Coleman, 1993)، (McClay & Bosowrth, 2001)، ولكن كما سبق ذكره فى الفصل الثانى (٢-١-٣)، فإن هذه التواريخ والمقدرة بواسطة النظيرين (البوتاسيوم-أرجون) (K-Ar) لا يمكن أن يعتمد عليها، وتفضل طريقة نظيرى الأرجون Ar39، Ar40 فى القياس، وللأسف يوجد

القليل من التحاليل المتاحة حالياً، ويقع أكبر تجمع من القواطع على طول الحدود العربية السعودية واليمنية وفي سيناء (Davison et al., 1994).

وقد نشر (سباعي وآخرون ١٩٩١) ٢٣ عمراً من أشكال القواطع للصخور النارية في السعودية، وارتبط بتدفقات وبلوتونات يرجع عمرها بين ٢١ و٢٤ مليون سنة (الشكل ٤)، وكما لاحظ هؤلاء الباحثون فإن النشاط الثيوليتي Tholeiitic استمر قرابة ١٧٠٠ كيلومتراً (وتزيد لو أن التواريخ كانت متاحة في سيناء). كما في النشاط البركاني الذي حدث في نطاق صدع القاهرة-السويس في هذا الوقت، وقد قدمت ثلاثة تحليلات باستخدام ^{40}Ar ، ^{39}Ar أعطت أعماراً ما بين ٢٣،٤ و٢٢،٤ مليون سنة (لطفي وآخرون ١٩٩٥) (الشكل ٤)، وبالتوغل شمالاً في الأردن نجد نشاطات بركانية مبكرة في حارات أش شاما Harrat Ash Shama بين ٢٦ و٢٢ مليون سنة باستخدام البوتاسيوم-أرجون (K-Ar)، وعندما يكون حوض البحر الأحمر قد تكون حوالي ٢٤ مليون سنة فقد تكون بسرعة شديدة متزامنة مع تشقق تمددى كبير، وربما ارتبط الخسف في عفار بالحدود الشمالية الشرقية المصرية بسبب تراكيز الضغط الإقليمي في الانثناء الموجود بالحد القارى بين شمال أفريقيا والمشرق (الشكل ١) (Burke, 1996).

تجزأ خسف البحر الأحمر المبكر على طول مضربه Strike Fault داخل أحواض فرعية Subbasins مميزة مكوناً نصف جرابين Half Graben كشكل عام، وانفصلت بأنطقة إيواء عرضية Transverse Accommodation Zones، وتغير شكل الأحواض الفرعية غير المتماثلة الشائع بشكل كبير عبر أنطقة الإيواء بشدة بتراكيب الركيزة السابقة، خاصة في نظام صدع نجد Najd Fault System (Young & McClay, 2002).

ترسبت الطبقات المتزامنة مع الخسف بخليج السويس والبحر الأحمر على سطح منخفض، وبالتقريب من مستوى سطح البحر بشكل عام، ومع بداية التمدد في مرحلة

الانتقال بين الأوليجوسين والميوسين (أقدم خسف بحرى إريتري تقريباً) تطور ارتفاع الحائط السفلى المحلى بسرعة، وفي جنوب خليج السويس توجد أشكال نادرة من الحصى الجرانيتي خلال تكوين نخول السفلى. وهذا الحصى شائع في تكوين الوجه في ميدين. ويحتوى تكوين حماميت في السودان بشكل مشابه على فتات خشنة من صخور مرفوعة لما قبل التصدع، وهذا الرفع كان محدداً لبلوكات الصدع وكان مختلفاً بشدة عن الصخور المكونة لجدار الخسف الإقليمي اللاحق Regional Rift Shoulder (سوف يناقش فيما بعد).

وتتميز قمم تكوين النخول في خليج السويس ومجموعة تايران Tayran Group على طول حد العربية السعودية على البحر الأحمر (الشكلان ٨، ٩) بتغير جانبي واسع من طبقات أنهيدرايت والكربونات (سعودى و خليل ١٩٨٦).

وربما ارتبطت هذه الوحدات بانخفاض في مستوى سطح البحر في نهاية الفترة الأوكريتية، وفي الوقت نفسه شكلت البلوكات الصاعدة الصغيرة إلى نصف جرابن (أخدود) كبير، حيث اعتلى قممه بالأطوار الأولى للرصيف الكربوناتي لتطور البحر الأحمر، وهذا الحدث ميز نهاية بداية الخسف (Bosworth et al., 2005).

٢٠٤: الهبوط الخسفي الرئيس: Main Rift Subsidence

أعقب ترسيب التتابع التبخيرى والكربوناتي بنكوبى النخول-تايران تحركت وتزحزحت الرسوبيات فجأة إلى ظروف بحرية مفتوحة سائدة، وتميز ذلك بترسيب سميك لأحجار جيرية (لأعماق البحر) ومارل وطفل يحتوى حفريات جلوبيجيرينا (الشكلان ٨، ٩) تشير إلى تكوين روديس Rudeis Fm في مصر، وتكوين برقان Burqan Fm في السعودية، ومجموعة ماغيرسوم الأسفل Lower Maghersum Group في السودان، وتكوين حباب Habab Fm في إريتريا، وهذه التكوينات ذات سمك حوالى ١٤٠٠ متراً، حوالى ١١٠٠ متراً، حوالى ٨٠٠ متراً، حوالى ١٥٠٠ متراً على الترتيب (الشكل ٩)، وقلت معدلات الاستدارة للبلوكات بشكل ما، ولكن زادت

معدلات الهبوط بشكل ملحوظ. معظم المشتغلين وضعوا بداية الهبوط السريع داخل نطاق N5 الفورامنيغرى البلاكتونية، ونطاق النانوحفرى الجبرى NN2 تقريباً عند حد Aquitanian Burdigalian ، أى حوالى ٢٠,٤ مليون سنة.

تقع التكتشفات للركيزة بمحاذاة البحر الأحمر وغرب خليج السويس فى ارتفاعات متطابقة من ١٠٠٠ متر أو أكثر، وفى سيناء زادت أعلى القمم عن ٢٦٠٠ متراً. ودلت تحاليل آثار انفصال الأباتيت Apatite Fission من الحدود الغربية لخليج السويس إلى حدوث خسف مميز للركيزة، وبارتفاع حدث عدد ٢٢ (١ مليون سنة يتطابق مع معدلات الهبوط السريعة (عمر وآخرون ١٩٨٩)، وفى سيناء قام (كوهن وإيال ١٩٨١) فى (Bosowarth et al., 2005) بتحديد تواريخ لأربعة تصدعات انفصالية بين (٢٠-٢٢ مليون سنة)، بالرغم من وجود أعمار قديمة عند (٢٤,٨) (٢,٨، و٢٦,٦ (٣ مليون سنة) على طول حد البحر الأحمر فى العربية السعودية بين جدة واليمن، ذكرت أثر الانفصال واقترحت حدوث نحت لجانب الخسف مع حركة رفع بدأت عند حوالى ٢٠ مليون سنة، ولكن مع ٢,٥ كم على الأقل من الذى حدث بعد ١٣,٨ مليون سنة وكما ذكر فى (قسم ٢-٤) تم التعرف على حركة رفع حدثت فى حوالى ١٧-١٦ مليون سنة فى دراسات أثر الانفصال للحد اليمنى، وعلى طول الحد التركيبى فى إريتريا وجد (Abbate et al., 2002) مجموعة متنوعة من أعمار أثر الانفصال تقريباً (من حوالى ١٠ إلى حوالى ٤٠٠ مليون سنة)، ولكن اقترح نموذج أفاد بحدوث تبريد رئيس للقشرة عزز بتعرية عند ٢٠ مليون سنة تقريباً، وبشكل مشابه وجد (Ghebreab et al., 2002) أعمار تبريد على طول الحد الإريتري شمال داناكيل بين ٢٣ و ١٧ مليون سنة، وتفيد هذه الدراسات أن جدر البحر الأحمر الخسفى أو التصدعى واضح تآكلاً وتعرية واضحاً ومحدداً فى وقت حدوث القاطع الإقليمى نفسه (٢٤-٢٣ مليون سنة)، ومع بدء الطور الرئيسى للتمدد والهبوط حوالى ٤ مليون سنة بعد بداية الخسف الإقليمى تطورت تعرية جدر أو حائط الخسف

(حركة رفع) عبر الحوض.

وبالرغم من تناغم الدراسات الخاصة بأثر انفصال الأباتيت Apatite Fission Track حول حدود البحر الأحمر والتي تفيد بعض بياناتها بأن طور تعرية الركيزة الأساسية بدأ في جدار الخسف للبحر الأحمر الجنوبي بمصر، وفي مساحة صغيرة من شمال غرب خليج السويس عند حوالي ٣٤ مليون سنة (الانتقال من الأيوسين-الأوليغوسين) (Omar & Steckler, 1995)، واعتبر هؤلاء الباحثين وغيرهم أن ذلك يمثل بداية الخسف بالبحر الأحمر متزامناً مع بداية الخسف في خليج عدن، ولا توجد بيانات استراتيجرافية أو تركيبية أخرى مؤكدة في نطاق شمال البحر الأحمر لدعم هذا التفسير. (Bosworth & McClay, 2001).

دراسات أثر انفصال لاستيكلر وعمر كانت تقع بالقرب من مناطق تصدع - زحزحة- المضرب في الأيوسين المتأخر (التيسي) نوقش فيما سبق، وسبب هذا بشكل كبير الانكشاف المحدود، ويتوافق مع زيادة الهبوط ورفع جدار الخسف في البورديجاليان المبكر Early Burdigalian (٢٠ مليون سنة)، واستمر التحام الصدوع الخسفية في أوائل العصر البورديجالي إلى تراكيب أكثر استمرارية (Bosworth, 2005)، وتم اختفاء أحواض كبيرة على طول الحدود الغربية والشرقية للخسف، وبدأ التمدد يركز على محور الخسف، وأثار هذه الأحواض مازالت موجودة حتى الآن داخل جوانب الخسف المرتفعة، وتشمل أحواض عش الملاحة ودرى في مصر، وأحواض الوجه وينبع في العربية السعودية (الشكال ١، ٨ب، ٨ج)، وتوقفت الأنشطة البركانية بشكل كبير في حوض البحر الأحمر أثناء هذه الفترة (من حوالي ١٩ إلى حوالي ١٣ مليون سنة). (Coleman, 1993) عدد ١٧ مليون سنة حدث عدم توافق Intraformational في منتصف الكليسمية Mid-Clysmic، أو منتصف روديس Mid-Dudeis نشأ في حوض خليج السويس المركزي، القطاع الذي يعتلى عدم التوافق كان رمزياً أكثر مما يليه، وتم عمل تفسيرات تركيبية عديدة لهذا التغير في

الترسيب الذى ارتبط محلياً بارتفاع أعقبه توقف الحركة على بعض الصدوع، وربما كان ذلك تأثير الاصطدام المبكر فى عفار بين صفيحتى أوراسيا وأرابيا على طول خط الالتحام، والطبقات زاجروس-البلطيق، وكان ما حدث فى منتصف الروديسية أقل أهمية فى جنوب خليج السويس والمناطق الأخرى الجنوبية منها.

وقد أوجد (Hughes & Beydoun, 1992) فى (Bosowarth et al., 2005) ارتباطاً بين تكوين روديس البرديجالى لمارل الجلوبيجيرينا (حوالى ٢٠,٤ إلى حوالى ١٦ مليون سنة) فى أنحاء الآبار العميقة بحوض البحر الأحمر من مصر إلى إريتريا، ويعتقد معظم الباحثين أن هذه السحنة الخاصة بالمياه العميقة تمثل التتابع الترسيبى الأساسى للخسف المتزامن مع هبوط وتكوين لمساحة الإيواء الناتجة مباشرة بسبب التمدد الذى وجدته (ماكنزى ١٩٧٨) فى (Bosowarth et al., 2005)، كما يميز قمة روديس شكلاً من الترسيب التبخيرى (الشكل ٩)، وخاصة الأنهدرايت، وتمثل هذه الصخور علامة مميزة Marker ليولوجية مهمة فى أنحاء خليج السويس والبحر الأحمر، ويحدد أسفل تكوين كريم Kareem Fm فى مصر، وتكوين جبل كبريت فى العربية السعودية، وتغلى الترسيبات التبخيرية ترسبات مخملطة مفتوحة وبحرية حافية من الصخور الفتاتية والكربوناتية، وتصل تكوينات كريم وجبل كبريت إلى سمك ٣٥٠ متراً و١٠٠٠ متراً على التوالى، وكان تكوين كريم فى أول الأمر يعتقد أنه يرجع إلى الميوسين الأسفل، ولكن الدراسات البيواستراتيغرافية الحديثة توضح أنه يرجع إلى العهد اللانفى Langhian (حوالى ١٦ إلى حوالى ١٣,٧ مليون سنة) إلى السيراڤالى Serravalian (حوالى ١٣,٧ إلى حوالى ١١,٦ مليون سنة) مع حفريات لانفية، وجدت فى أجزاء من روديس العلوى، وحدد Hughes (1992) تاريخ حدود روديس/كريم على خليج السويس بأنها ضمن العصر البورديجالى قبل ١٦ مليون سنة؛ وتبعاً لذلك فسر تكوين جبل كبريت، ومن المعروف أن وحدات المضاهاة بين كريم وجبل كبريت فى الحدود الإريترية والسودانية على البحر الأحمر تمتد من

البورديجالى المتأخر إلى منتصف الميوسين (Bunter & Abdel Megid, 1989)،
فى حين أن البيانات التفصيلية البيواستراتيغرافية الخاصة بهذه الأقسام لم يتم نشرها
لهذه القطاعات.

٣-٢-٤: بداية حدة التحول من العقبة-المشرق

Onset of Aqaba-Levant Transform Boundary:

تم تعريف الطبيعة اليسرى Sinistral لنظام كسور العقبة-المشرق بواسطة
(لارتيت 1869 Lartet)، وأتمها (دوبرتريت 1932 Dubertret)، وباستخدام
مجموعة متنوعة من اللدوع الاستراتيغرافى والجيومورفولوجى والأدلة الحفرية، حيث
ميز (كويليل 1901-1908) طورين من الإزاحة الأفقية للصدوع Offset: 62 كم
فى الميوسين، و ٤٥ كم فى البليوسين إلى الحديث.

بداية الخسف لمجموعة قواطع سيناء (حوالى ٢٤-٢١ مليون سنة)، والشمال
الغربى من العربية السعودية، وقد نوقشت فيما سبق أن هذه الإزاحة الأفقية

للصدوع Offset تكونت بقدر تراكيب الركيزة نفسها، أو حوالى ١٠٧ كم؛
ولهذا فإن بداية الحركة ظهرت فيما بعد الأكويتانى Post-Aquitania، ومع أن
هناك دليلاً على موقع التصدع ربما يحتل نطاقاً من الضعف الذى يعود عمره -على
الأقل- إلى لحد تكوين النيوتيسى Neotethyan Levant Margin المشرقى، أو ربما
أقدم.

أثناء أوائل الميوسين، ارتبطت أحواض خليج السويس والبحر الأحمر من ناحية
الترسيبات، وكان تطورها التركيبى غير مميز (الفصل الرابع ٤-٣)، ولا يوجد
دليل قوى على حركة أو هبوط خليج العقبة أثناء أوائل الميوسين.

وأثناء منتصف العصر الميوسينى منذ حوالى ١٤-١٢ مليون سنة وقع حادث
تركيبى رئيس فى جنوب خليج السويس وميدين (الشكل ١). - فى جنوب خليج

السويس انخفضت معدلات استدارة الكتل (البلوكات) بشكل كبير، وأرجدت عدم توافق فى مناطق عديدة. معظم الكتل Blocks فى جنوب خليج السويس تتحدر Plunge للشمال أسفل عدم التوافق دالاً على حركة رفع على طول ما سوف يصبح حد تحول أو انتقال العقبة. Aqaba Transform Boundary.

وفى ميدان يرجع القطاع الاستراتيجى للصدوع والطيات إلى حركة قصية أيسرية Sinistral Shearing بدأت أحياناً بعد ترسيب طبقات من اللانفى وأوال السيرافالى، ومزدجاً تقريباً ١٣ مليون سنة بدأت طوراً جديداً من الأنشطة البركانية الفجائية فى حارات أش شاما Ash Shama فى الأردن بعد ٩ مليون سنة، ونقيد هذه السمات بأن خليج السويس كان معزولاً كخسف نشط بشكل قوى فى السيرافالى فى نهاية ترسيب تكاوين كريم/ جبل كبريت مع نقل حركة إلى حد التحول أو الانتقال الجديدة للعقبة. وتحول البحر الأحمر من الحركة العادية-الخسفية إلى تمدد عالٍ منحرف موازى للتحول وواجهته سياء باستدارة بسيطة عكس عقارب الساعة. وربما أحدث ذلك ضغطاً Compression منخفضاً، ورفعاً Uplift فى أقصى شمال خليج السويس مزدجاً مع انخفاض Drop بسيط فى مستوى سطح البحر، وقد أدى ذلك إلى انفصال شمال البحر الأحمر عن تدفق المياه البحرية للبحر الأبيض المتوسط، وتغيرت الترسيبات بشكل مفاجئ إلى تبخيرية منتشرة، المكونة لتكوين بلاعيم Belayim Fm فى مصر (EGPC, 1964)، وتكوين كيال Kial Fm فى العربية السعودية، ومجموعة ماغيسوم العليا Upper Maghersum فى السودان، وهذه الوحدات تصل إلى حوالى ٤٠٠ متراً، وحوالى ٧٠٠ متراً، وحوالى ٨٠٠ متراً على الترتيب، وقد استمرت الظروف البحرية الطبيعية فى حوض دراج Darag Basin فى نهاية شمال خليج السويس (الشكل ٨ب) (حسن والداشلاوى ١٩٧٠ فى Bosowarth et al., 2005؛ ولذلك لم تفصل وصلة البحر الأبيض المتوسط تماماً.

اقترح (ستيكلر ويرينك ١٩٨٦) أن سبب التحول فى شكل حد الصفيحة فى

منتصف الميوسين - أو ربما أقدم - في منتصف الحدث الكليسمي Mid-Clysmic Event هو عبارة عن عدم قدرة خسف أو تصدع البحر الأحمر على التمدد شمالاً عبر الأكثر قوة إلى الحد القاري للأيوسفير للبحر المتوسط القوية، وهذا النموذج فسر أيضاً سبب بقاء التحول الجديد من العقبة - المشرق داخلياً من حد المشرق Levant Margin، ولم يكن ستيكلر وبرنيك (Steckler & Brink, 1986) مدركين الخسف المميز في أوائل الميوسين، المدفون الآن تحت دلتا نهر النيل الحديثة (خسف المنزلة Manzalla Rift (Bosworth, 2005)، كما لم يكونا مدركين لحقيقة أن تحول العقبة - المشرق يدخل ضمن حوض البحر الأبيض المتوسط في بحر جليلي Sea of Galilee، وأن تشوهات زحزحة المضرب المميزة تحدث خارج النشاط، وفي عمق البحر من إسرائيل ولبنان، وربما تكون القوة (العزم) الأعظم (الليثوسفير) للحد القاري للبحر الأبيض المتوسط قد لعبت دوراً في تحديد شكل حد صفحية البحر الأحمر في أوائل العصر الميوسيني أو بعده، ولكن ليس كاملاً كما هو موجود الآن.

إن بداية الحركة على التحول أو انتقال العقبة - المشرق لم توقف الهبوط في خليج السويس، ولكن أدت إلى تقليل التمدد بشكل حاد، وأشارت الاستردادات Res-torations التركيبية، ونمذجة Modeling الهبوط إلى حوالي ٣٥ كم من إجمالي التمدد الذي حدث عبر جنوب خليج السويس، وهذا يعادل حوالي ١,٦ = (إقليمياً، ولكن على محور الخسف حوالي ٢ =)، ولاحظت التجارب الزلزالية الانكسارية Seismic Refraction انخفاض ٥٠٪ في سمك القشرة على طول محور الحوض (Gaulier et al., 1988). يستمر ترسيب الطفل ذي البيئة البحرية المفتوحة محلياً على طول الحد الإريتري إلى الميوسين المتأخر. الارتباط بخليج عدن على المحيط الهندي خلال ميوسين باب المندب Bab El-Mandeb Miocene (١٠ مليون سنة)، ويسود ترسيب الهاليت الكنتي خلال حوض البحر الأحمر (شكل ٩)، ويشار إلى هذه التكاوين بجنوب غارب South Gharib في مصر (فوزي وعبد العال ١٩٨٦)، والمنسية Mansiyah

فى العربية السعودية، ودونجوناب Dungunab فى السودان، وعنبر Amber فى إريتريا. ومعظم التحاليل الاستراتيغرافية والبيانات المنشورة توصلح أن الملح الكتللى Massive Halite يرجع عمره إلى تورتيونيان Tortonian، مطابق مع انخفاض كبير جداً فى سطح البحر (Haq et al., 1987)، ويزداد انخفاضاً فى السرفالى Serravalian.

ويعتبر مؤلفون آخرون أن الملح جزئياً أو كلياً يرجع عمره إلى السرفالى Serrvalian، ويرجع اختلاف السمك الترسيبى للملح الكتللى إلى (الحركة الملحية) اللاحقة Halokinesis افترض أنه حوالى ٣٠٠ متراً فى (شكل ٩)، ولكن هناك تبايناً أو تغيراً ترسيبياً عريضاً كبيراً (Bosworth, 2005).

إن طبقة الطبقات النيجينية فى خليج العقبة غير معروف، حيث لم يتم القيام بحفر آبار هناك، وتشير دراسات الجاذبية إلى الاحتفاظ بحد أدنى ٤-٥ كم من الصخور الرسوبية فى المناطق المنخفضة الرئيسة الثلاثة. وعلى طول الخط الساحلى المصرى بسيناء، فإن الأحواض الموازية لخليج العقبة التى تطورت داخل الركيزة النيوبروتيروزية تضم أحجاراً رملية عالية التشوه من الكامبرى-أوردوفيشى لقطاع ما قبل الخسف.

يتبع بداية انتقال العقبة-المشرق فى منتصف الميوسين تبركن بازلى أوليفينى قلوى ينتشر من حارات أش شاما (تقريباً ١٣ مليون سنة) جنوباً إلى الحارات الأخرى الحديثة لعوايريد Harrats Uwayrid (تقريباً ١٢ مليون سنة)، وخبير Khaybar (تقريباً ١١ مليون سنة)، وراحات Rahat (تقريباً ١٠ مليون سنة) (الشكلان ١ و٤)، ولسو الحظ فإن تقدير العمر يتم باستخدام نظيرى الأرجون Ar39، Ar40 والذى لم يتح أبداً للتعرف بشكل جيد على تفاصيل عمر هذا الحدث.

وارتبطت مخاريط الرماد Cinder Cones بتدفقاتها فى الميوسين الأوسط، والبازلت الأحدث عمراً الآخذ لاتجاه يقرب من الشمال-جنوب (القواطع التى تشغله

لها اتجاه شمال-جنوب)، والتي توضح أن أقصى ضغط أفقى على منطقة واسعة من العربية السعودية يتجه أيضاً شمال-جنوب إعادة تنشيط صدوع الركيزة القديمة المنجبهة إلى شمال-جنوب، وهو المفترض لهذه الاتجاهات (Coleman et al., 1983).

وتعد الحقبة الزمنية التي تمثلها ترسيبات الهاليت الكتلّي -الميوسين الأوسط والميوسين المتأخر توقعية بدرجة كبيرة، وأحياناً التورتوني Tortonian (حوالي ١١,٦ إلى حوالي ٧,٢ مليون سنة)، أو الميسيناني Messinian (تقريباً ٧,٢-٥,٣ مليون سنة) تحول الترسيب إلى طبقات متبادلة من أنهيدرايت، وطفل، وحجر رملي، وأحجار جيرية، وهاليت موسمي تمثل بيئات بحرية ضحلة، ويشار إلى هذه الوحدات في تكاوين زيت Zeit (خليج السويس) وغواص Ghawwas بالعربية السعودية، والصحراء Desert بإريتريا (الشكل ٩)، وفي خليج السويس وجنوب البحر الأحمر يصل سمك هذا القتابع إلى حوالي ١٥٠٠ متراً، ولكن على طول حد العربية السعودية تطابق حوالي ٣٥٠ متراً.

٤-٣، الانتشار منتصف المحيط وتطور طور الانجراف أو الزحزحة

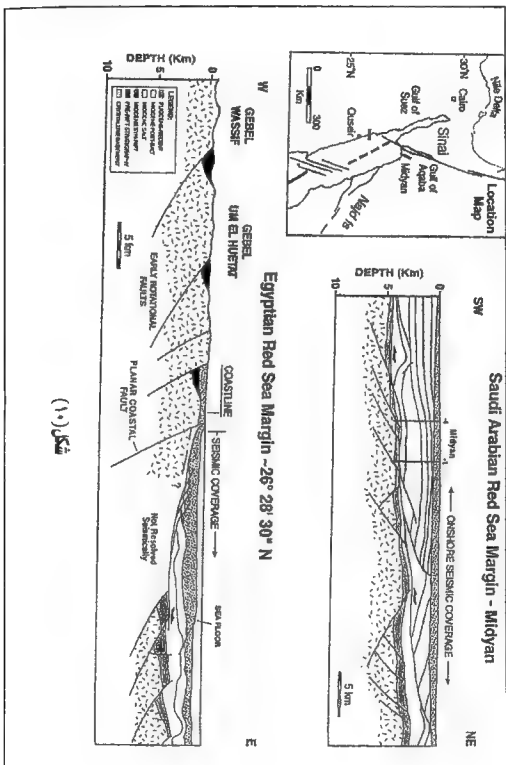
Mid-Ocean Spreading and Drift Phase Evolution:

تدل وتظهر الشرائط المغناطيسية لمركز الانتشار المحيطي أول بداية له عند ٥ مليون سنة تقريباً في جنوب-وسط البحر الأحمر عند خط عرض ١٧° شمالاً. وقد سبق ذلك بلا شك بملايين السنين نشاط نارى أقل تنظيمياً في المنطقة المحورية، كما قد يحدث في شمال البحر الأحمر في الوقت الحالي، وبداية الانتشار في جنوب البحر الأحمر أعقبها بسرعة عند حوالي ٣ مليون سنة انتشار وسط خليج عدن، وغرباً من منطقة الكسور M اتجاه خليج نادجورا (الفصل الرابع ٤-٣ أعلاه)، وبشكل متزامن فقد زاد معدل الزحزحة Slip على طول انتقال حد خليج العقبة-المشرق بشكل مهم (Quennell, 1958; Freund et al., 1968-1970).

كان النشاط التكتوني الملحوظ الذي ميز انتقال من الميوسين إلى البليوسين (حوالي ٥,٣ مليون سنة) يصاحبه نهاية الترسيب التبخيري الواسع وعدم توافق رئيس (تكوين قمة زيت، غواص، Dessert الشكل ٩)، وعدم التوافق هذا هو أكثر حدث زلزالي في البحر الأحمر، وتتطابق على الأقل جزئياً مع عدم التوافق الميساني Mes-sinian للبحر الأبيض المتوسط. ومحلياً يستمر عدم التوافق خلال قمة الحسور الملحية الذي من المؤكد أنه كان مكتشفاً سطحياً أو تحت مائياً Subaqueous، وأثناء البليوسين تعمق الارتباط البحري خلال وصلة باب المندب، وأعدت ظروفاً بحرية مفتوحة خلال حوض البحر الأحمر.

أثناء البليوسين استمرت الفئات الصخرية Detritus للدخول في حوض البحر الأحمر من ارتفاع حدود الخسف، وتم صيد أو حبس معظم هذه الرواسب في الأحواض الصغيرة Mini-Basins على طول سواحل حوض البحر الأحمر الرئيسية لكل من خارج وداخل الشواطئ. وتكونت الأحواض الصغيرة أعلى الهاليت الميوسيني المناسب. وكانت محصلة هذا في رواسب قاعية محورية A Sediment Starved Axial Trough راقدة على عدة كيلومترات أسفل ارتفاع الأحواض الساحلية. ونتيجة لتباين الارتفاعات أدى ذلك إلى سقوط الحدود عن طريق صدوع كبيرة ترتبط بالقرب من أسفل المتبخرات (شكل ١٠)، ويعيداً عن هذا السقوط الكبير يحدث سواء على طول خطوط الساحل الحالي، أو عند إعادة الدخول في الركيزة المعقدة مثلما هو موجود عند مدين في العربية السعودية.

وتعد الحدود المصرية والسعودية الشمالية على البحر الأحمر أكثر استقامة مباشرة، مما يفيد تأثير بعض مواقع الكسور الساحلية بالصدوع العادية في الركيزة المتأخرة التي تسفلها، وأيضاً حدث انزلاق قطاع ما بعد الملح Post-Salt في أقصى جنوب خليج السويس دافعاً كتلاً كبيرة يزحزحها ناحية شمال البحر الأحمر الباثميترى الأعمق. (Orszag Sperber, et al., 1998)



٤-٤ جيولوجية الحقب الرباعي والنيوكتونيك

Quaternary Geology and Neotectonics:

ظلت الكسور التمددية الخسفية في جنوب خليج السويس، ووصلتها بخليج العقبة نشطة في الحقب الرباعي Quaternary حتى الوقت الحاضر، وهذا ثابت بالنشاط الزلزالي المتواصل، وصعود المصاطب المرجانية في أواخر العصر البليستوسيني والهولوسيني، وتطور التمدد وكسور التمدد في الترسبات من أواخر العصر البليستوسيني. (Bosworth & Taviani, 1996) وبناءً على تحليل بيانات الآبار الاستكشافية، وحركية الصدع ذات النطاق الصغير، فإن الاتجاه الحالي للضغط الأفقي الأدنى هو شمال ١٥° شرق، وموازيًا تقريباً لحد التحول العقبة-المشرق، وغير متعامد مع اتجاه الخسف. وفي غرب البحر الأحمر خلال أجزاء كثيرة من السودان، حيث يبلغ الضغط الأدنى الحالي متجهاً شمالاً وجنوباً. (Bosworth et al., 1992)

قام (Joffe & Garfunkel, 1987) بإعادة تقييم حركية الصفيحة لمنطقة البحر الأحمر بأكمله، وتوصلا إلى أن سرعة الزحزحة (بعد ٥ مليون سنة) بين سيناء وأفريقيا في جنوب خليج السويس تصل إلى حوالي ١,٦ مم/السنة متجهة شمال ٢٩° شرق، ويشكل مشابه دلت التحليلات الجيومترية جنوب خليج السويس لرفع مصاطب المراجعين والصدوع النشطة المرتبطة بها حوالي ١ مم/السنة تمدد باتجاه شمال ١٥° شرق (حوالي ٠,٧٥ مم/السنة خسف) عبر حوالي ٤٠٠ ألف سنة، معدلات مشابهة (٠,٨ مم/السنة)، ولكن باتجاه بين شمال ٣٢° شرق، وشمال ٩٠° شرق (Steckler et al., 1988).

وتقع المصاطب المرجانية البليوستوسينية الأعلى طبوغرافيا على طول حد الأردن والعربية السعودية على خليج العقبة حتى حوالي ١٠٠ متراً فوق مستوى سطح البحر (Dullo, 1990)، وهذا يوضح عنصراً مهماً لحركة رفع على طول الجانب الجنوبي لحد الصفيحة المتحولة Transform Plate Boundary.

لم يسجل نشاط زلزالي مهم في شمال البحر الأحمر جنوب خليج السويس (الشكل ٢) بالرغم من التمدد المتواصل بمحور الصدع، وتحف كل من الحدود العربية السعودية والمصرية العديد من مناسيب ارتفاعات الشرفات البليستوسينية والهولوسينية، ولكنها لا توضح حركة رفع مهمة، وتفيد بشكل عام الاستقرار الرأسي النسبي (Plaziat et al., 1998).

ارتبطت أنشطة زلزالية (سيزمية) مميزة جنوب خط عرض ٢١° شمالاً بمركز الانتشار المحوري لجنوب البحر الأحمر (شكل ٢). بعيداً عن إريتريا في عمق البحر في داخلك أركيبيلاجو Dahlak Archipelago (شكل ١)، يتقطع الحجر الجيري البليوستوسيني لدحلاك بصدوع عادية نشطة، ومعظم هذا التشوه يعزى إلى ربط خسف داناكيل النشطة مع مركز الانتشار جنوب البحر الأحمر.

تحدث غالبية الزلازل في عمق البحر نتيجة فائق مضرب-زحزحة يسرية Sinistral Strike-Slip مع أن توابعه يمكن أن تكون معقدة (العمرى وآخرين، ١٩٩١) و(سالامون وآخرون، ٢٠٠٣). والمرآح الفيضانية المتصدعة في الحقب الرياعي على طول خط الساحل المصري توضح بشكل شائع حركة ميل-زحزحة Dip-Slip Movement مؤكدة الحركات المحلية المعقدة لنطاق التصدع (Bosworth et al., 2005).

تظل مناطق واسعة من الحد القاري للبحر الأحمر نطاق البازلت القلوي في العربية السعودية، وتم تسجيل انفجارات لما بعد النيوليتي Post-Neolithic التاريخي لتدفقات حارات كشب، وخيبر، وراحات، والحقب الرياعي المتأخر المتواجدة عند هذه الحارات وحارات البيرك Harrats Al-Birk في جبل لحايلا Jabal Haylah، وعشارا، وقورا، واثنان (شكل ٤) (Camp et al., 1987, 1989, 1991) و(Coleman, 1993).

الفصل الخامس

١-٥، معدل تقارب وتباعدا الصفائح التكتونية Plate Scale Considerations

منذ العمل الرائد لـ (ماكنزى وآخرين ١٩٧٠)، و (Chase, 1978)، و (Le Pichon, Francheteen, 1978) تم إدراك الحركية الحديثة للمفصلة الثلاثية لعفار Afar Triple Junction، ولكن لم يتم تعديله تعديلاً جوهرياً، ويمكن استنتاج حركات النسبية للصفحة من تحليل تحول العقبة-المشرق (حوالي ١٤ مليون سنة حتى الآن)، وأنطقة الكسور في خليج عدن (تبدأ من حوالي ١٩-١٨ مليون سنة في الشرق، وحوالي ١٠ مليون سنة في الغرب)، ويمكن استخدام التقديرات الجيولوجية للمتعدد القسري Crustal، وبيانات حركية الصدع المكتشف على سطح الأرض فيما يتعلق بالأطوار المبكرة للخسف.

في الركن الجنوبي الغربي للخليج العربي (١٢،٥° شمالاً، ٤٣،٥° شرقاً)، وتشير قياسات (GPS) وكشوف الدوائر الأرضية إلى أن حركة الصفحة العربية Arabia الحالية بالنسبة لأفريقيا (النوبة) Nubia تكون ١،٧-٢ سم/ السنة تجاه (Azimuth) شمال ٤٨° شرق، وحركة الصفحة العربية بالنسبة للصومال تكون ١،٧ سم/ السنة تجاه شمال ٣٧° شرق، مما يشير إلى اعتماد Divergence خفيف بين أفريقيا والصومال.

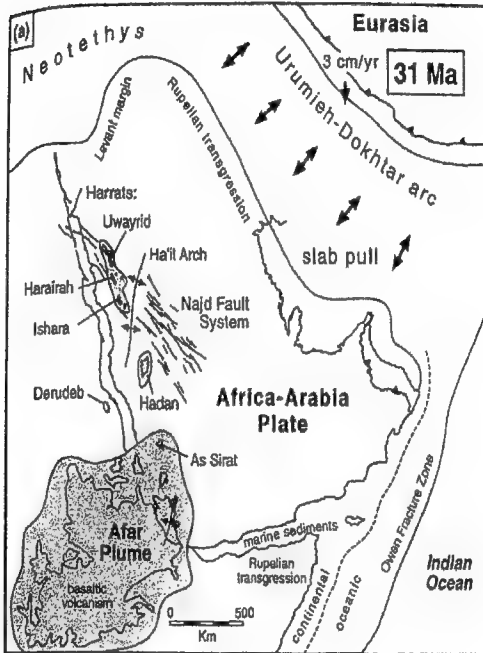
يتنبأ نموذج Nuvel-1 لحركة الصفحة العالمية بتقارب بين الصفحة العربية Arabia وأوراسيا على طول فائق زاجروس-البليطيق الرئيس Zagros-Bitlis عند ٣٥° شمالاً، و٤٧° شرقاً بحوالي ٢،٨ سم/ السنة ناحية شمال ١١° غرب، يزيد هذا التقارب إلى حوالي ٢٩° شمالاً و٥٥° شرقاً، وتسجل قياسات GPS الحركة النسبية في الاتجاهات نفسها تقريباً، ولكن مع حوالي ٧٠٪ من السرعة.

في الجانب الشرقي من البحر الأبيض المتوسط تلبأ النموذج NUVEL-1 بتقارب Convegence بين صفحتي أفريقيا وأوراسيا عند نطاق الإيلاج Subduction في كريت بقدر بحوالي ١،٠ سم/ السنة تجاه شمال غرب. ويزداد معدل التقارب إلى

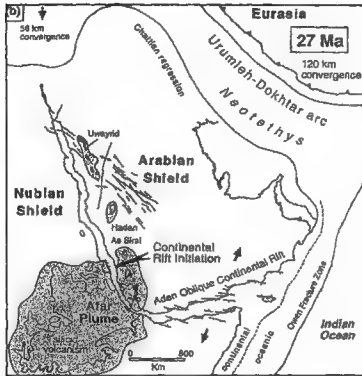
حوالى ١,٤ سم/ السنة شمالاً، وشرقاً قرب حد المشرق، والفارق بين التقارب فى صفيحتى أفريقيا-أوراسيا، وصفيحتى أرابيا-أوراسيا يبلغ حوالى ١ سم/ السنة، وهذا معدل متوسط مشابه جداً للتقدير الجيولوجى الذى أظهره (Quenell, 1951-1958) بحدوث زحزة Slip بمقدار حوالى ٤٥ كم أثناء البليوسين حتى الآن (حوالى ٥,٣- صفر مليون سنة). وتعطى قياسات GPS صورة أكثر تعقيداً للجانب الشرقى من البحر الأبيض المتوسط (McClusky et al., 2003) ترجع بشكل كبير إلى التشوهات حول صفيحة أناتوليا Anatolian Plate، حيث إن نموذج 1-NUVEL لم يدركها.

هناك معلومات متاحة اهتمت بتاريخ فتح لنظام خسف البحر الأحمر-خليج عدن. وقد حدث تمدد إجمالى تقريباً حوالى ٣٥ كم عبر جنوب خليج السويس (الفصل الرابع ٢-٣)، وعلى عكس أجزاء أخرى من نظام الخسف، فإن هذا التقدير مرتبط بآبار استكشافية عديدة تصل السيزمية العكسية والانكسارية، الإزاحة الكلية الأفقية للصدع على طول حد التحول العقبة-المشرق قدرت بحوالى ١٠٧ كم (٦٢ كم ميوسين، ٤٥ كم بليوسين إلى الحديث) (الفصل الرابع ٢-٣) بشكل متكرر إلى الركيزة المتبلرة، والبيانات السيزمية العكسية والانكسارية، وفى جنوب-وسط البحر الأحمر تكونت ٨٥ كم من القشرة البحرية على مدار ٥ ملايين سنة الماضية. (Cochran, 1981) حسب معدلات انتشار الشذوذ الخمسة من ٢,٨ سم/ السنة لشرق حيد شيبا Sheba Ridge، ١,٢ سم/ السنة لشرق خليج عدن، و ٢٠ سم/ السنة لمنتصف خليج عدن. وأثناء الـ ١٠ مليون سنة الماضية أنتج هذا حوالى ٢٥٥ كم من القشرة المحيطية التى أضيفت إلى منتصف حيد شيبا، وأثناء ٨-٩ مليون سنة قبل هذا فإن حوالى ٥٠ كم من القشرة المحيطية أضيفت إلى حيد نطاق كسر شرق ألولا-فارتاق (شكل ٦ ب، الفصل الثالث ٢-٣)، وفى جنوب منتصف البحر الأحمر حوالى ٨٥ كم من القشرة المحيطية تكونت خلال الـ ٥ مليون سنة الماضية.

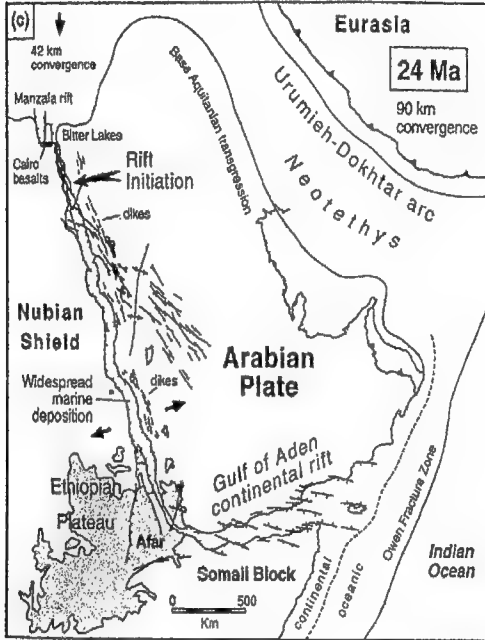
ويمكن مضاهاة تنابعات التكتو-استراتيجرافى لأحداث مهمة فى حدود أخرى



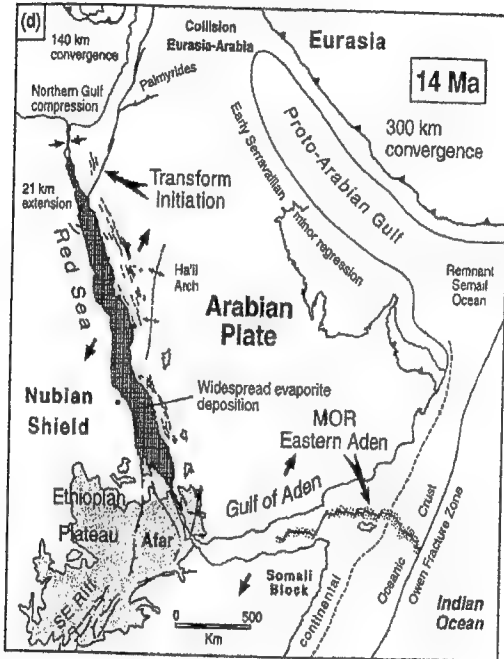
شكل ١١ (ا)



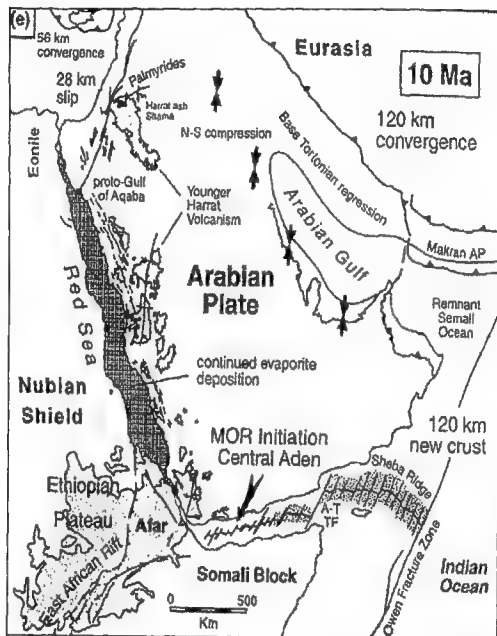
شكل (١١) (ب)



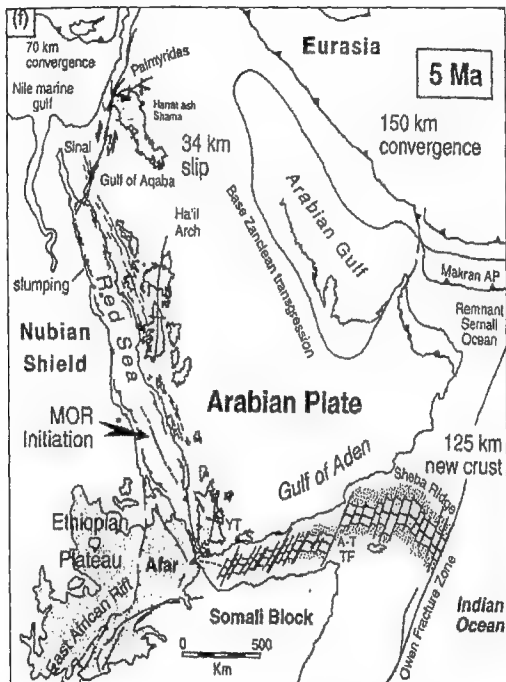
شكل ١١ (ج)



شكل ١١ (د)



شكل ١١ (هـ)



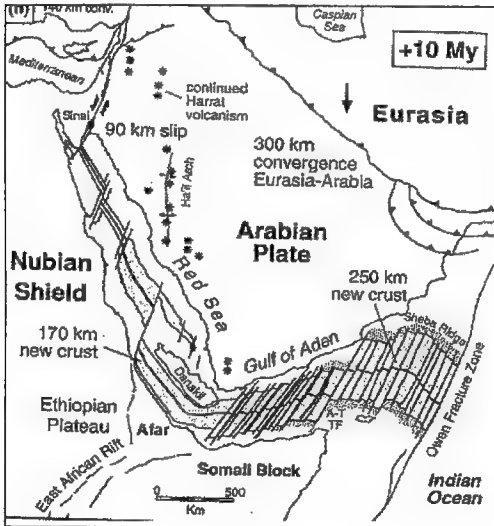
شكل ١١ (و)

من الصفيفة العربية الليثوسفيرية، وذلك يقدم سياقاً حركياً جيولوجياً (جيوديناميكياً) يظهر فيه التمدد والانصهار خلال نظام الصدع (الخصف)، ويقدم مفهوماً عميقاً لسبب وقوع الأحداث وتوقيت وقوعها. فعلى سبيل المثال نجد أن عمر بداية حد التحول العقبية-المشرق الذى قُعمنا بتفسيره (حوالى ١٤ مليون سنة) مطابق مع اصطدام الصفيفة العربية Arabia مع صفيفة أوراسيا الذى يمكن أن يكون نتج عنه تغير رئيس فى قوى الحدود العاملة حول الصفيفة العربية (Hempton, 1985; Decourt et al., 1986; Savostin et al., 1986).

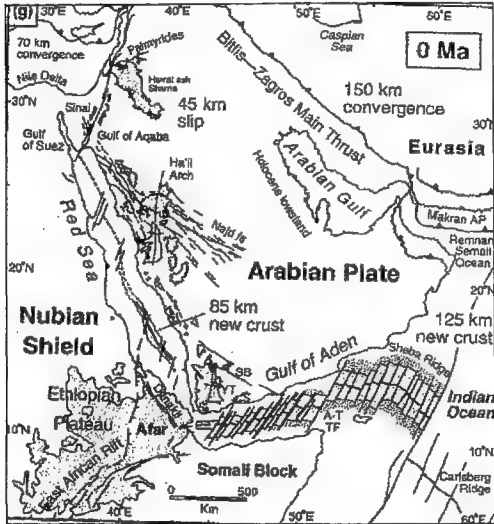
يلخص جدول (١) استخدام هذه المعلومة عن الحركة الحالية والماضية حول الصفيفة العربية والأحداث التكتونية الإقليمية، و(شكل ١-أى) يبين تاريخ فتح البحر الأحمر صدع أو خسف خليج عدن منذ أواخر الأوليجوسين المبكر Late Early Oligocene بادئاً من ٣١ مليون سنة، وبداية الانصهارات البركانية Volcanism فى منطقة عفار العظيمة (شكل ١١أ) (الفصل الثانى ٢-١-٣-٢-٣). بدأ التصدع أو الخسف فى خليج عدن حوالى ٢٩,٩-٢٨,٧ مليون سنة، وفى أقصى جنوب البحر الأحمر حوالى ٢٣,٨-٢٧,٥ مليون سنة (الفصل الثالث ٢-١-٢-٣) والفصل الرابع ٢-١-٢). والخريطة المختارة لتوضيح هذا التطور عند ٢٧ مليون سنة (شكل ١١ب)، الخسف ثم الانتشار سريعاً خلال البحر الأحمر عند الانتقال من الأوليجوسين إلى الميوسين (٢٤ مليون سنة) (شكل ١١ج).

وكان اتجاه البحر الأحمر ضرورياً لموازيًا لقوس أوروميه-دوكتار البعيدة Uru-mieh-Doktar Arc، متعامداً مع الجهود أو الضغوط الممتدة، والناجمة بإيلاج الصفيفة الأفريقية-العربية الشمالية الشرقية Subduction. وفى منتصف الميوسين المبكر Early Middle Miocene بدأ حد تحول خليج العقبية-المشرق (حوالى ٤ مليون سنة) (شكل ١١د) (الفصل الرابع ٢-١-٢-٣). مع هذا الزمن بعض الانتشار المحيطى يحدث عند حيد أو نتوء شيبا الشرقية، وبالأخص شرق نطاق كسر ألولا-فارناق، وامتد الانتشار خلال معظم خليج عدن فى أوائل الميوسين المتأخر Early Late Miocene (١٠ مليون سنة)

(شكل ١١ هـ). وبدأ انتقال وانتشار في الميوسين-البليوسين في جنوب-منتصف البحر الأحمر (٥ مليون سنة) كما يوضحه (شكل ١١ و) ويمثل (الشكل ١١ ن) الشكل الحالي للصفحة. ويمثل (شكل ١١ ي). الموقف الحالي، حيث اختفى الخليج العربي وريط منتصف الانتشار المحيطى خليج عدن مع خليج تادجورا ومنخفض داناكيل، وخليج زولا Gulf of Zula في نهاية الخريطة (١٠+ مليون سنة).



شكل (١١ ي)



شكل (١١)

الفصل السادس

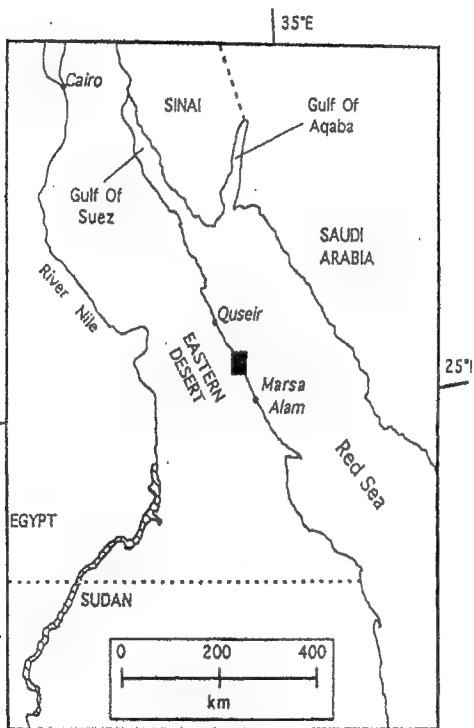
الشواطئ المرفوعة Raised Beaches

التأثيرات المناخية والتكتونية والتذبذبات البحرية على أشكال ورواسب الحقب الرباعي بساحل البحر الأحمر - مصر

١٠٦، مقبلة:

تظهر الرواسب الساحلية المتواجدة بامتداد ساحل البحر الأحمر بالصحراء الشرقية بجمهورية مصر العربية، وهي تمتد عرضياً بداية من الشعب المرجانية الحديثة المتواجدة مباشرة على أو بالقرب من سطح البحر في العمق إلى ما يقرب من عشرة كيلومترات للداخل؛ لتصبح بعدها مواجهة لصخور البريكامبرى، والتي هي جزء من الدرع النوبي (Nubian Shield) (شكل ١١٢، ب) (Veeh & Giegengack, 1970; Issawi et al., 1971; Butzer, 1976; Lloy, 1994). التكتوني كله أحد عمليات الرفع المصاحبة مع عمليات التصدع التي مر بها البحر الأحمر (Arvidson et al., 1994)، كما تجرى عدد من الصدوع العادية موازية للساحل ومتزامنة مع بلوكات ساقطة على الجانب البحرى، وتتكون رواسب السهل الساحلى من الحجر الجيري الميوسينى إلى الهولوسينى، والمتبخرات والرواسب النهرية والنانجة من تعرية لصخور البريكامبرى، حيث تظهر العديد من المصاطب المرجانية على طول الساحل أو ما يعرف بالشواطئ المرفوعة Raised Beaches (سعيد ١٩٦٠)، بالإضافة إلى الشعاب المرجانية الحديثة، والتي تتواجد في أماكن لا تصلها التدفقات العالية والقادمة من رواسب الأودية.

ولما كان جل اهتمامنا هو رواسب الحقب الرباعي والأشكال الأرضية الساحلية الخاصة بهذه الحقب، وفي المنطقة بين القصير ومرسى علم (شكل ١٢)، وذلك من خلال مواسم عمل، وكفريق عمل يتكون من راي أندرسون، وريتشارد بيكر، وآمى شانا بروك، ولوى لو، ومحمد سلطان .. من قسم علوم الأرض والكواكب بجامعة



شكل (١٢)

واشنطن-سانت لويس-ميسورى، وعبد المنعم محمود وزكريا لطفى .. من جامعة عين شمس، وزينهم الألفى .. من هيئة المساحة المصرية الجيولوجية، وذلك فى مواسم زيارات ميدانية (١٩٩١-١٩٩٢)، (١٩٩٢-١٩٩٣ م) .

أمكن تمييز سبعة مستويات لمصاطب الزمن الرابع على السهل الساحلى للبحر الأحمر. وتتوزع هذه المستويات فى شكل خطوط موازية لخط الساحل الحالى بوجه عام، بحيث يكون أعلاها -أى أقدمها- هو أبعداها عن البحر، وأدناها -أى أحدثها- أقربها إليه. وهو ما يدل على أن هذه المصاطب تمثل خطوط السواحل القديمة للبحر الأحمر خلال الزمن الرابع، وهى تتمثل فى المساويات التالية (من الأقدم إلى الأحدث) (نبيل يوسف ١٩٩١):

(أ) مستوى ١٠٠-١٤٠ متراً فوق سطح البحر.

(ب) مستوى ٦٥-٨٠ متراً فوق سطح البحر.

(ج) مستوى ٣٥-٥٠ متراً فوق سطح البحر.

(د) مستوى ٢٢-٢٥ متراً فوق سطح البحر.

(هـ) مستوى ١٤-١٨ متراً فوق سطح البحر.

(و) مستوى ٧-١٠ متراً فوق سطح البحر.

(ز) مستوى ٢-٥ متراً فوق سطح البحر.

(أ) مستوى ١٠٠-١٤٠ متراً؛

بقايا هذه المصطبة قليلة ومتناثرة، وتبعد عن البحر بمسافات تتراوح بين ٤ و٨ كم. وتبدو على هيئة خط من اللال المتقاربة المنسوب ومسطحة القمم، وتفصل بينها الأودية، ويتوجهها الحجر الجيرى المرجانى الذى يتركز على الصخور الأقدم، وتظهر بقايا هذه تحت أقدام سلملة عش الملاحة، وعنى منسوب ١٠٠ متر فوق مستوى

البحر، ويصل عرض المصطبة إلى حوالي ٢٠٠ متر. كذلك توجد بقايا هذه المصطبة فيما بين وادى أبو مخادج وهيلية على منسوب ١٠٠-١٤٠ متراً، وإلى الجنوب من وادى جواسيس على منسوب ١٤٠ متراً، وإلى الشمال من وادى العمبجى، وكذلك قرب مصب وادى الحمراوين.

(ب) مستوى ٦٥-٨٠ متراً؛

بقايا هذه المصطبة قليلة ومتناثرة، ويبعد معظمها عن البحر بمسافات تتراوح بين ٣ و٥ كم، وغالباً ما تتألف هذه المصطبة من الشعاب المرجانية، كما لوحظت على هيئة بقايا أرصفة شاطئ تم نحته فى صخور الميوسين من الحجر الرملى الجبرى والبرجانى (تكوين جبل الرصاص) والجبس (تكوين أبو دياب). ويقع سطحه على ارتفاع ٦٥-٧٥ متراً فوق سطح البحر. كذلك توجد بقايا رصيف شاطئ قديم على دشة أبو منقار (جنوبى الغردقة بحوالى ٥ كم). ومؤلفاً من الحجر الرملى الجبرى لعصر البليوسين. وتتناثر فيما بين وادى أبو مخادج وهيلية وشمال وجنوب وادى جواسيس، وفى منطقة وادى أبو حمزة البحرى، حيث تقع الشعاب المرجانية هنا على ارتفاع ٧٠ متراً. ثم تظهر بقايا هذه المصطبة جنوبى وادى عسل وشمالى وادى مبارك على منسوب ٦٥ متراً فوق مستوى البحر.

(ج) مستوى ٣٥-٥٠ متراً؛

تبعد عن البحر بحوالى ٣ كم فى المتوسط. وتوجد مصطبة هذا المستوى هذا المستوى على دشة أبو منقار على منسوب ٥٠ متراً فوق مستوى البحر على هيئة رصيف شاطئ. وتبرز بقايا هذه المصطبة وسط الرواسب الحصوية للأردية إلى الشمال والجنوب من وادى أبو ضلفة، وفيما بين وادى جواسيس وأبو حمزة البحرى، حيث تقع على منسوب ٤٠+ متراً، وهى من الشعاب المرجانية التى تميل طبقاتها وينحدر سطحها نحو البحر بمقدار ثلاث درجات، وإلى الشمال من القصير القديم، وشمالى وادى عسل، وجنوبى وادى شرم القبلى، وجنوبى وادى وزر.

يتراوح ارتفاع هذه المصطبة بين ٣٥-٤٠ متراً، وتبعد عن البحر بحوالى كيلو متراً واحداً. وعلى الجانب الشمالى لشبه جزيرة بناس تمتد بقايا هذه المصطبة على ارتفاع ٣٥-٣٩ متراً، ولمسافة ١٥ كيلومتراً تقريباً كمصطبة مرجانية لا يقطع امتدادها إلا الأودية.

(د) مستوى ٢٢-٢٥ متراً؛

تتنوع صخور هذه المصطبة بين الشعاب المرجانية والحجر الرملى الجبرى، وتمتد بقاياها على بعد ١-٣ كم من البحر فى معظم أرجاء السهل. وفيما بين وادى سفاجا وجاسوس تمتد هذه المصطبة لمسافة أربعة كيلومترات تقريباً، وعلى بعد كيلومتر واحد من البحر. ويصل عرضها إلى حوالى ٦٠٠ متراً، وترتكز فيها رواسب البليستوسين من الشعاب المرجانية على الأحجار الجيرية والرملية (تكوين وزد) المنتمية للبليوسين الأعلى. وتختفى المصطبة ثم تعاود الظهور فيما بين وادى الحمراءين والقصور القديم على بعد كيلومتر واحد من البحر، وفيما بين وادى العمبجى وأم غيج، وشمال وادى مبارك، وفيما بين وادى الوسعت وأبودباب، وجنوبى رأس شقرة. وشمالى وادى السيفين، حيث تقع المصطبة المرجانية على منسوب ٢٢+ متراً.

(هـ) مستوى ١٤-١٨ متراً؛

يعتبر الحجر الجبرى المرجانى، والحصباء الساحلية، والحصى الدلتاوى أبرز مكونات هذا المستوى، والتي لا تبعد عن البحر بأكثر من الكيلومتريين فى الغالب، ويبدأ التوزيع إلى الشمال من الفردقة بحوالى ١٢ كم، حيث تظهر بقاياها المرجانية المقطعة على ارتفاع ١٦+ متراً. وفيما بين وادى سفاجا وجاسوس تقع مصطبة من الشعاب المرجانية البليستوسينية (على منسوب ١٢+ متراً) على صخور البليستوسين، وتظهر بقاياها أيضاً فيما بين وادى العمبجى وعسل (على منسوب ١٥+ متراً). وإلى الشمال والجنوب من وادى أم الجريفات تمتد المصطبة المرجانية لمسافة ثلاثة

كيلومترات (على منسوب +١٤٠ متراً)، وتبعد من وجودها الفعلي على البحر وتميل باتجاهه بحوالى الكيلومتريين. كذلك تمتد على المنسوب نفسه ولمسافة ٧ كم تقريباً فيما بين وادى هسل ومرسى علم على هيئة مصطبة مرجانية.

(و) مستوى ١٠-٧ أمتار:

يعتبر هذا المستوى من أكثر المصاطب انتشاراً واستمرارية، ومن أقربها إلى البحر، حيث يبعد عنه بحوالى ٥٠٠ متراً. وقد بطل عليه فى صورة جروف. كذلك تتنوع مكونات هذه المصطبة بين الشعاب المرجانية، والحجر الرملى الجبرى، وجبس البحيرات الساحلية، ورواسب الحصى. توزع هذه الصخور على منسوبيين ثانويين هما ٧-٨ أمتار، ٩-١٢ متراً. وإلى الشمال من وادى سفاجا تمتد مصطبة مرجانية على منسوب +١٠ أمتار تحت أقدام جبل نقارة، ولا تبعد عن البحر بأكثر من ٢٠٠ متراً. والمصطبة المرجانية حول بعض المراسى مثل جاسوس ومرسى جواسيس، وغالباً ما تبدو واجهاتها على هيئة جرف مرجانى. وقد تكونت هذه المراسى نتيجة طبيعية لتقطعها بفوالق عادية وأيضاً كونت أحواض فرعية ملأت برواسب البلايا المتكونة من مياه عذبة أستخدمتها بعثة الملكة حتشبثوت فى الأسرة الثانية عشرة الى بلاد بنط لجلب البخور وهذه المنطقة أستخدمت كمنطقة لاستخلاص النحاس على المنحدر الخاص بهذه المصطبة البحرية (عبد المنعم محمود ٢٠٠٦). وتقع طبقة الحجر الجبرى المرجانى المكون لهذه المصطبة -التي يبلغ سمكها حوالى خمسة أمتار- تحت كنجولومريت يشكل جزءاً من قاع البحر. وتظهر بقايا هذه المصطبة فيما بين وادى الحمراوين والعمبجى بجروف ساحلية كما هى الحال فى منطقة القصير القديم، ثم إلى الشمال والجنوب من وادى أم غيج، وفيما بين وادى مبارك، وجنوبى وادى عجلة، وعلى طول قواعد مراوح الأودية الكبيرة فيما بين أبو غصون ولحمى، توجد مصطبة من الحصى على ارتفاع +٨ أمتار.

(ز) مستوى ٢-٥ أمتار،

هذا المستوى يعد أحدث المصاطب البحرية عمراً على ساحل البحر الأحمر، ويعتبر أكثرها وضوحاً واستمرارية وقرباً من البحر، بل غالباً ما تشرف هذه المصطبة على البحر مباشرة كجروف ساحلية من الحجر الجيري المرجاني والكجلومريت والحجر الرملي الجيري. كذلك تمتد هذه المصاطب من وادي مبارك وأبو دباب، وفي منطقة وادي عجلة، وفيما بين وادي عسل ومرسى علم.

وقد أسفرت الزيارات الميدانية عن نتائج مهمة، مثل (Arvidson et al.,

1994):

(١) وجود المراوح الطمائية Alluvial Fans كاملة أو بقايا منها.

(٢) الأودية النهرية المصاحبة للمصاطب.

(٣) مصاطب مرجانية تدل على شواطئ مرفوعة Raised Beaches بالقرب

من ساحل البحر الأحمر الحالي، وغطت كلاً من المراوح الطمائية والمصاطب البحرية بحصباء صحراوي.

كما أسفرت الدراسات أيضاً عن تواجيدات غرينية نهرية رسبتها الأودية في مناطق عديدة متواجدة مع الحجر الجيري المرجاني Coralline Limestone، وذلك على ارتفاعات أكثر من ١٢٠ متراً فوق سطح البحر الحالي، ويرجع عمر الرواسب الغرينية النهرية والحجر الجيري المرجاني إلى حقبة الرباعي Quaternary، حيث تتواجد هذه الرسوبيات أو الوحدات الترسيبية على رواسب يرجع عمرها من الميوسين إلى البليوسين المتأخر Late Pliocene.

وقد حاولنا تحديد طبيعة وأصل هذه الرسوبيات النهرية والبحرية وأشكالها السطحية المتواجدة فيما بين منطقة القصير إلى منطقة مرسى علم، والتي يرجع عمرها إلى الحقبة الرباعي، وقد تم تحديد العلاقات الجيولوجية بين الرواسب سواء النهرية أو

البحرية، وتم تحديد أعمار المراجين باستخدام النظائر المشعة لمعنصرى اليورانيوم- الثوريوم U/Th، وانتهى بنا المطاف إلى اقتراح نموذج Cellula, Automate، وهذا النموذج -من خلاله- يحاكي ويناقش المناخ القديم، وتذبذبات سطح البحر وتغيراتها، والقوى الرافعة Uplift التي حدثت خلال الحقبة الرباعى، والتي تتحكم فى النحت النهري والترسيب، ونوقشت جيولوجية المنطقة وأشكالها الأرضية، ثم تمت مناقشة أعمار المراجين والتي ساعدت بدورها فى معرفة تطور تكوين التغيرات المناخية، والتغير فى مناسيب سطح البحر فى تطور تكوين الرواسب البحرية والنهري وأشكالها السطحية.

٢٠٦: الاستشعار من البعد والتفسيرات الجيولوجية

Remote Sensing and Geologic Interpretations:

يقوم مدخل البحث الخاص بفهم جيولوجيا التكوينات الأرضية السهلية الساحلية على تركيب من تحليل بيانات ثم الحصول عليها من خلال استخدام أسلوب الاستشعار من البعد (استخدام أشعة الرادار والخاصة بالأقمار الصناعية)، مجال تفصيلي للعمل فى مناطق معينة والتأليف لهذا العمل السابق.

وبالنسبة لتمييز وفصل وحدة الخصائص الصخرية فقد تم استخدام بيانات المخطط الموضوعية الأرضية التى تمت معالجتها (TM) لرسم الاختلافات فى أنواع الصخر الرئيسة، وقدمت لنا أطيفاً معملية لاثنتين من المعادن (الكالسيت والجبس)، وحصة كبيرة من حصى ورنيش الصحراء لمروحة من مراوح الحصاء السطحية، مصدرها هو تكوين Iglia Fm عجلة، (ثابت وآخرون ١٩٧٣).

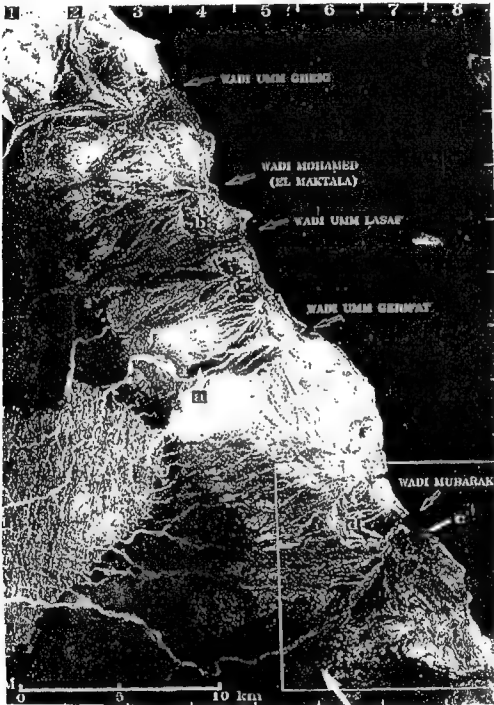
وتكوين عجلة يرجع إلى عصر ما قبل الكامبرى، تكوين أسمر متغير يميل إلى الرمادى، وقد تم تخصيص بيانات مساحيق الكالسيت والجبس، وذلك لتعظيم أعماق سمات الامتصاص (الامتزاز)، وقد تم توضيح مواقع روابط المرور TM للتفاوت من الناحية المرئية والأشعة تحت الحمراء المنعكسة غير المرئية، ويتمتع كل من الجبس والكالسيت بخصائص وعوامل إشعاع عالية (انعكاس معامل الانعكاس) فى الجزء المرئى.

وتظهر سمات امتصاص كبيرة في الجانب غير المرئي، وتعود سمات الكالسيت إلى الاهتزازات الخاصة بالنغمة التوافقية، حيث ترجع سمات الجبس إلى التراكيب والنغمات التوافقية الناتجة عن جزئيات المادة المقيدة، وكذلك من أنيونات الكبريتات (Hunt 1977)، لاحظ أن عينة الجبس تحتوي على رابطة منخفضة بشكل خاص ذات قيمة تصل إلى ٧ مقارنة بعينة الكالسيت، ومن ناحية أخرى فإن الحصى هذه تتمتع بطيف منخفض بسبب أنها مغطاة بطبقة من ورنيش الصحراء Desert Varnish تبلغ من ١٠-٥٠ ميكرون في السمك ولأن تكوين عجلة ذاته Iglu Fm يبدو قاتم اللون (Rivard et al., 1992) وفي مركب TM ملون من الرابطة المخصصة إلى الألوان الزرقاء الرابطة ٤ إلى الألوان الخضراء والرابطة ٧ إلى الألوان الحمراء فينبغي أن تظهر مناطق غنية بالجبس كمناطق خضراء زرقاء، وتظهر مناطق الحجر الجيري مبيضة، ومناطق ذات أرضة صحراوية مشتقة من التكوين عجلة ويظهر الحطام في صورة لون رمادي غامق، والطبقة الأولى تتكون من روابط خاصة بالتشبع والمظهر قد تم التحكم فيها من خلال روابط 1, 4, 7, TM وكثافة من خلال صورة للبقعة المطلوب إجراء الفحص لها تم أخذها باستخدام أسلوب بانكروماتى. أسلوب حساس لجميع الألوان المرئية في الطيف وقد احتوت بيانات البقعة على ١٠ م بكسل بالمقارنة بـ ٣٠ م بكسل، TM وقد كان التأثير لغطية المحتوى الأسفل بلون TM من خلال بيانات المظهر ولتشبع على بيانات الكثافة الخاصة البقعة.

وتتحكم سمات التكوين القبوى الكمبرى على النتائج في المنطقة الكمبرية. توضح هذه الوحدات طبقات رمادية غامقة اللون، طبقات بنية اللون ومابقات حمراء اللون، وتظهر طبقة الاسترساب (إقحام صخر ذائب في صخر آخر) الجرانيتية البيضاء الكبيرة الحجم والتي يطلق عليها أم كادا بورا في التركيب كوحدة بنية اللون مع اتجاه NNW-SSE وتعتبر الأضلاع سياجات تتألف من ضروب من البجماتيت (ضرب من الصوان/الجرانيت) المقاومة. ويشكل التكوين الخاص بجبل الرصاص الميوسينى (الخاص بالعصر الثلاثى الأوسط) النتاج الخارجى البنى المحمر اللون

والقريب من الأشكال الكمبرية، ويعتبر هذا التكوين خليط من الرواسب الميكانيكية وطبقات من الحجر الجيري المرجانية ويتم التحكم في اللون في هذا المركب بواسطة وجود الأوكسيهيدروكسيدات الحديدية مثل : الليمونيت والذي يميل إلى الاحتفاظ بمعامل انعكاس طيفي موجب ومن ثم إنتاج ألوان بنية محمرة في مركب يقوم على تشكيل (١٠، ٤٧) ويوضح التكوين التبخيري البليوسيني Pliocene Evaporites والذي يسود فيه عنصر الجبس ويظهر كنتاج أخضر زرقاوي كما تم التنبؤ به من أطياف معامل الانعكاس، وتتضح كتل مرتفعة من التكوين Gasus جاسوس البليوسيني ناحية الشرق للتكوين للتبخيري.

ويتكون تكوين جاسوس Gasus Formation من أحجار صلبة كونجولومترات، أحجار جيرية مرجانية، وواجهات تبخيرية ضئيلة وتدرجات في اللون من الأبيض إلى البني المحمر وتوضح مقاييس الحقل أن التكوينات الميوسينية والبليوسينية تنخفض إلى البني المحمر وتوضح مقاييس الحقل أن التكوينات الميوسينية والبليوسينية تنخفض باعتماد من ١٠ على ٣٠ نحو البحر الأحمر، وتكسو طبقات رواسب الطمي/الغرين فوق الوحدات الميوسينية والبليوسينية وفي أماكن معينة قطعت أيضاً الوديان خلال التكوينات الميوسينية والبليوسينية طريقها، وقد تم تطوير الطبقات المنتشرة من التكوينات بشكل أفضل في مناطق حيث الصدع في قشرة الأرض يكون قليلاً بالقرب من خط الساحل. وفي مناطق عديدة بالقرب من الساحل يتضح أيضاً كما لو كانت الطبقة المنتشرة من التكوينات الرسوبية قد تم إزاحتها عن طريق الصدع وأخيراً فإن المناطق البيضاوية (البضاء على الصورة الفضائية) (شكل ١٣) على طول الساحل تتلاقى مع نتاج الحجر الجيري المرجاني والمرتبط بالمصطبات أو الشرفات المرجانية كما تم التنبؤ عنها من الطيف (شكل ١٣) والكربون نحو المناطق الخضراء بالقرب من الساحل تصور الرواسب السيلكاتية الحديثة وكما سبق تدوينه فإن رواسب الغرينية (الطمي) المنتشرة تغطي تكوين جبل الرصاص الميوسيني وتكوينات



شكل (١٣)

البليوسينية التبخيرية (تكوين جاسوس) ومن ثم وضع رواسب الطمي على أنها تابعة للحقب الرباعي Quaternary خاصة بالعصر الرابع وقد تم فحص الطبقات المنتشرة في منطقة الدراسة بدقة عن طريق تركيب من الوديان المحلية والتخللية، وتشير القياسات الحقلية أن بقايا أسطح المراحل من عدة أمتار إلى (٣٠-٤٠ متراً) فوق الطبقات الأرضية للوادي النشط، وبالنسبة للمادة التي تم الحصول عليها من التكوين عجلة حيث تغطي الأرصفة الصحراوية الكثيفة Desert Pavements وبقايا السطح الخاصة وتعلو بحوالي ١ متر من الرمال. وتعتبر أعلى الأسطح الأكثر قامة/إظلاماً لأنها مغطاة بأرصفة صحراوية أكثر كثافة: المنطقة الأعلى جزء من الحصى القاتم المصقول والمشتق من التكوين عجلة Iqla Formation وقد تم تفسير وشرح هذا النموذج كإشارة لعصر قريب حتى يتسنى ببقايا الأسطح القديمة أن يتوفر لها مزيد من الوقت من الأسطح الأحدث تكوينا لتطوير أرصفة صحراوية ناضجة وتوضح الملاحظات الحقلية على طول جنبات الوادي تركيبات الحجر الجيري المرجانية والغرينية، وفي وادي أم غيج وجدت طبقات الحجر الجيري المرجانية مطمورة مع الطمي ضمن ١٠٠ متر من حافة نتاج للتكوين القوي وفي أماكن متفرقة تتضح أشكال الطمر والتداخل على طول خط الساحل. وفي مناطق حيث يعتبر الصدع قريباً على الساحل قد تحول دون النمو التوسعي الامتدادى لطبقات منتشرة من الحجر الجيري وكذلك الغرين، ويمكن إيجاد ثلاث تتابعات مرجانية متداخلة بارتفاعات من ٦-٨ أمتار 10-12، متراً 12-16، وكذلك يمكن ملاحظة مصطبة بحرية من ١-٢ أمتار في بعض الأماكن القريبة من اليابسة ومن الشعاب الحديثة وبالإضافة إلى أسطح الطمي المنتشرة فإن الوديان المتداخلة التخللية تعرض العديد من المصطبات النهرية، ويمكن ملاحظتها في وادي مبارك، حيث يصب النهر في البحر حيث تعتبر النهاية له مصباً، ومرسى، وتكون المنطقة الساطعة الضيقة البعيدة قليلاً عن الشاطئ هي حافة الشعب المرجانية الحديثة التكوين وتكون الرواسب الساطعة القريبة من خط الشاطئ مصطبة مرجانية بنتاجها الواسع وتقع على طول طريق يبلغ طوله ٢٠٠ متراً

نحو جنوب وادى مبارك، وتعتبر المناطق المظلمة أرضة صحراوية كثيفة على الأسطح المنتشرة من مصاطب نهريّة المرتبطة بوادى مبارك، وقد تم وضع كل تفاصيل ارتفاعات المصطبة الخاصة بوادى مبارك والوديان الأخرى فى منطقة الدراسة فى (جدول ٢) المصاطب النهريّة المصاحبة لأودية مختارة.

جدول (٢):

الوادي	الموقع	ارتفاع المصاطب
أم خاريجا	٢٥°٣٠' ٤٨°٠٠' ن: ٣٤°٥٠' ٠٠' شرق	١٤-١٢: ٧-٦: ٢-١
سيفين	٢٥°٠٦' ٥٠°٠٠' ن: ٣٤°٥١' ٣٨° شرق	١٠: ٦: ٤: ٣-٢
مبارك	٢٥°٣٠' ٣٢°٠٠' ن: ٣٤°٣٨' ٤٨° شرق	٢٢-٢٠: ١٤-٨: ٢-١
ام غبيج	٢٥°٤٣' ١٦°٠٠' ن: ٣٤°٣٢' ٢٤° شرق	٣٠-٢٠: ١٣: ٨-٥: ٢-١

ولقياس علاقات طبوغرافية واضحة فى بيانات الصورة Spot فى وادى مبارك فقد تم تطوير نموذج ارتفاع رقمى Digital Elevation Model من زوج من المشاهد بواسطة تجمع TRIFID موجود فى سانت لويس وميسورى، وقد تم الحصول على البيانات عند ٥٠ متراً، فى مناطق تم اختيارها بشكل جيد وبعد الاستخدام الأول لنقاط التحكم الأربعة، Control points، وكذلك خط الساحل وذلك لتحديث الموقع الفضائى والسرعة، والمعلومات الإشارانية وقد استخدم توصيل النقطة أوتوماتيكياً باستخدام طريقة التضاهى وذلك لتحديد اختلاف المنظر (الشكل الظاهرى والتغير فيه) وكذلك لحساب الارتفاع، وتثبت التجارب فى المناطق التى لأجلها نحصل على قياسات الحقل من ارتفاعات أن نموذج الارتفاع يعتبر أسلوباً جيداً فى حدود عدد من الأمطار، ويوضح نموذج الارتفاع أن وادى مبارك له مكون ارتفاع يصل إلى ٢٪ مرتفعاً إلى حوالى ٢٠٠ متراً تقريباً فوق سطح البحر بالنسبة للمنطقة الواقعة فى الجزء الشمالى إلى الأسفل، ويدعم نموذج الارتفاع أيضاً الملاحظات التى قمنا بتدوينها أن

معظم الوديان الرئيسية لها عدد كثير من المصاطب يصل إلى أربعة مصاطب وأن الأسطح المنتشرة تصل في ارتفاعها من عدة مترات إلى ٣٠ أو إلى ٤٠ متراً فوق أرضيات الوادى الحالية وثمة عائق على نمو وتقدم الرواسب الساحلية والأشكال الأرضية هي حقيقة أن الغرين مضموراً مع الحجر الجيري المرجاني والنتاج يعتبر نموذجاً توضيحياً في أن الغرين يكون في أسفل القطاع ويعطى طريفاً إلى طبقة من الحجر الجيري دقيق التحبيب. وتستبدل هذه الوحدة بدورها بكونجولوميرات تتكون من أجزاء من حصى دائرية من الشعاب المرجانية المحطمة، والمرجانيات في وضع الخاص بها تصبح تالية ويتم شغل قمة القطاع بالغرين (شكل ١٣) ويمكن شرح هذا الجزء باستخدام مفاهيم من علم طبقات أن الحجر الجيري دقيق التحبيب Pine-Grained يرجع في تكوينه إلى الغمر الذي احتجز مسار تدفق الطمي وإلى ترسب الكربونات، وقد تكون طبقة الحجر الجيري في شعاب خلفية أو بيئية لمصب نهري. ويتم تفسير الكونجولوميرات المرجاني كترسيب عاصفي Storm deposit ويؤدى مزيد من الغمر إلى تكوين الشعاب المرجانية، وأخيراً تعتبر الطبقة الأعلى (الطمي) alluvium هي نتيجة قدرة الطمي على الارتفاع فوق سطح المرجانيات لأن هذه المنطقة تخضع إلى الارتفاع المرتبط بالعمليات التصدعية التشققية، مما يؤدى إلى استمرار سريان الرواسب النهرية إلى البحر شكل (١٤).

والخلاصة:

إن ما يمكن ملاحظته في منطقة الدراسة هو مجموعة من الالتحامات للمراوح الطمائية الغريني للعصر الرباعي تبدأ عند المدخل بين المكاشف الكمبرية والرواسب الساحلية وتقطعت المراوح مع أسطح باقية بارتفاع يصل إلى ٣٠-٤٠ متراً فوق أرضيات الوادى النشط، ومما هو جدير بالذكر أن الوديان الرئيسية لها أربعة مصاطب نهريّة نموذجية.

ويوجد طمر وتداخل بين طبقات الحجر الجيري والمرجانية وطبقات الطمي من

الساحل داخل حوالى ١٠٠ م من الاتصال بالوحدات الكمبرية وأن مثل هذه المرجانيات تنمو فقط فى المياه الضحلة سوف يدعم تحديد أعمار المراجين وتاريخ حركة الرفع بالمنطقة، ويتم مناقشة بيانات الأعمار بالنسبة للعينات المرجانية والتدخلات فيها بشكل تفصيلى فى القسم التالى.

٣٠٦، تاريخ المصاطب البحرية باستخدام الثوريوم - يورانيوم،

كان قد تم تخصيص جزء كبير من الدراسة عامى ١٩٩٢-١٩٩٣ إلى جمع عينات مرجانية فى أماكن محددة لتأريخ اليورانيوم-الثوريوم. وكان مطلباً مهماً هو إيجاد عينات الأراجونيت قبل تحويلها إلى الكالسيت: عينات قد بقيت فى نظام مغلق منذ أن تكونت المرجانيات، وقد تم فحص أربعة شرفات مرجانية قريبة من خط الساحل على ارتفاعات ١-٢، ٦-٨، ١٠-١٢، ١٢-١٦ متراً فوق سطح البحر عند مواقع تبلغ (اثنى عشرة) داخل منطقة الدراسة وتراوحت مواقع التجمع من مرسى علم على الحد الجنوبي لمنطقة الدراسة إلى شمال المنطقة وادى أم غيج. وقد تم تجميع معظم العينات من الجزء الأعلى لكل شرفة وقد تم تكسير المرجانيات المتماسكة الضخمة الحجم إلى عينات، وتم أخذ عينات من قلب التركيبات وقد تم وضع النوعيات المختلفة المرجانية الضخمة مثل المرجانيات الرئيسة، وبشكل تفصيلى فوق المرجانيات المتفرعة المخية Brain Corals والمرجانيات المتشجرة Dendritic Coral (متفرعة الشكل) وأخيراً رغم أنه لم توجد مقاييس اللون والنسيج لمعايير صارمة للاختيار، فقد تم اختيار المرجانيات الأكثر بياضاً والأكثر مقاومة فوق العينات الهشة ومتغيرة اللون.

وتم قياس نظائر أنشطة الثوريوم واليورانيوم المشعة للعينات المرجانية فى

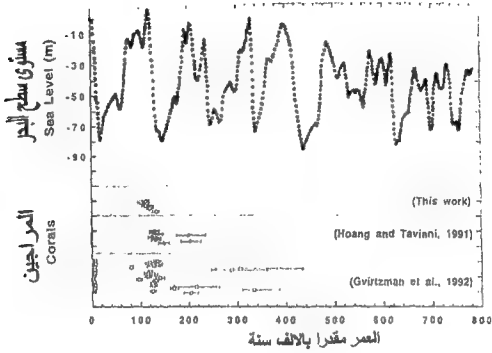
المعمل القومى بأوريجون. Aragonne National Laboratory.

وتوضح النتائج الخاصة بالعينات السبعة الأولى فى (جدول ٣) مع قيمة متوسطة من قيمة دنيا ١١٦ ألف سنة. وقد تم جمع كل هذه العينات من الشرفة البحرية الأولى أو الثانية المكشوفة على السطح عند خط الشاطئ. وتشير الأعمار إلى

أن المرجانيات المرتبطة بالشرفتين الأوليين قد تكونت خلال حركة الرفع الرئيسة الأخيرة منذ ١٢٠ ألف سنة عندما كان مستوى ارتفاع البحر ٦ مترات أعلى من وضعه الحالي.

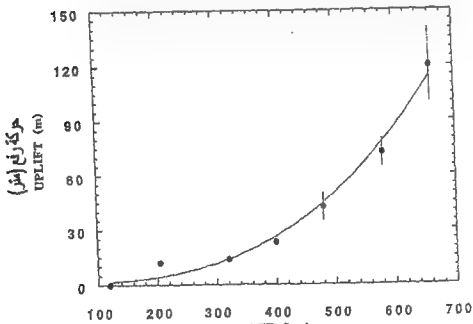
ومن ثم تكون الشرفة البحرية ١-٢ متراً الموجودة في منطقة الدراسة من المحتمل قد تكونت أثناء أفضل الظروف المناخية البحرية المعروفة (منذ ما يقرب من ٦٠٠٠ سنة) عندما كان مستوى البحر ١-٢ متراً أعلى مما هو عليه الآن، ولم نجد دليلاً بالنسبة للشرفات التي لها أعمار من ٧٥-٩٠ ألف سنة عند ارتفاع ٨ أمتار والتي تم ذكرها بواسطة (Veeh & Giegengack 1970)، وبالنسبة للبيانات الخاصة بالثلاثة عينات الأخيرة فقد تم تدوينها في الجدول ٣.

ويعتبر (شكل ١٥) توقيع لتذبذبات مستوى سطح البحر على مدار ٨٠٠ ألف سنة كما استنتجها (Imbire & Imbire 1980) من بيانات نظير الأكسجين بالنسبة للحفريات الدقيقة البحرية (شكل ١٧). وكما هو موضح في (شكل ١٥) أعمار الثوريوم-اليورانيوم وأعمار خاصة للمرجانيات نحو الشمال من منطقة دراستنا (Hoang & Taviani 1991)، ونتائج الدراسة من الشرفات (المصاطب) المرتفعة المرجانية التي تواجه الجزء الواضح للرؤية على طول الخط الساحلي جنوب شرق سيناء. (Gvirtzman et., al 1992) إن المضاهاة بين ارتفاعات سطح البحر المصاحب عند ١٢٠ ألف سنة ووجود ارتفاع مرتبط عند ٢٠٠ ألف سنة وربما ارتفاع آخر لمستوى البحر يبلغ ٣٢٠ ألف سنة. إعطاء مثل هذا الدليل والمضاهاة لأعمار الشرفات المرجانية مع الارتفاعات لمستويات سطح البحر فمن المعقول استنتاج أن طبقات الحجر الجيري المرجانية المرفوعة والخاصة بالعصر الرباعي على طول ساحل البحر الأحمر قد تكونت أثناء الارتفاعات البحرية السابقة.

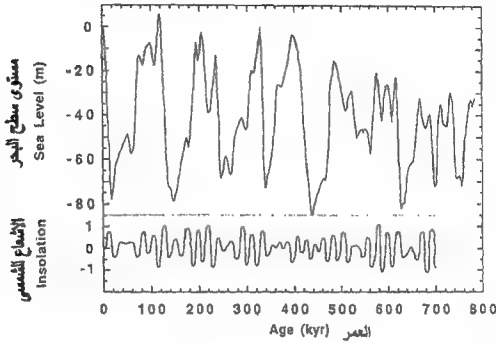


شكل ١٥

UPLIFT HISTORY FROM CORALLINE LIMESTONE DEPOSITS



شكل ١٦



شكل ١٧

إن المتغير الأول الخارجى الذى نحتاج أخذه بعين الاعتبار فى نمذجة Mod-
eling رسوبيات الحقب الرباعي والأشكال الأرضية الخاصة بها فى منطقة القصير-
مرسى علم هو تاريخ الارتفاع التكتونى.

إن حركة الرفع التكتونية يمكن تخصيصها كأداة لتحديد المكان والزمن. إن
الشرفة المرجانية ٦-٨ أمتار والتي يعود تاريخها إلى ١٢٠ ألف سنة، تثبت أن معدل
حركة الرفع قد كان لا يذكر أثناء هذه الفترة، منذ كان مستوى سطح البحر عند ٦-٨
أمتار أعلى أثناء هذه الفترة (شكل ١٠).

تبلغ الشرفتان ارتفاعات من ١٠-١٢ متراً ١٦-١٢، وقد تم تفسير تكوين
هاتين الشرفتين أثناء فترة ٢٠٠-٣٢٠ ألف سنة مع ارتفاع المتزامن لسطح البحر
(شكل ١٦)، ويوجد مزيد من المعلومات حول تاريخ الحركات الارتفاعية بواسطة Abdou
(1991) الذى كان يعمل فى وادى أمباغى W. Ambagi غرب القصير، وقد قام

يعمل خريطة للشرفات المرجانية الثلاثة (٦-٨، ١٠-١٢، ١٢-١٦ مترًا)، على خط الساحل، مع أربعة رواسب من الحجر الجيري المرجاني بعيداً داخل منطقة الشاطئ والتي تعتبر متبادلة مع الطمي، وقد تغطيت بالغرين وارتفعت إلى أوضاعها الحالية. ومن المعقول افتراض أن الأربعة رواسب تتطابق زمنياً مع الارتفاعات الأكثر تقدماً لسطح البحر، كما هو موضح في (شكل ١٥). هذا الافتراض يمكننا من توقيع للارتفاع فوق مستوى سطح البحر الحالي مع الأعمار من البيانات الخاصة بنا والبيانات التي حصل عليها بنفسه ومعدل الرفع كوسيلة لتحديد الزمن (شكل ١٦). وتشير النتائج أن معدل الرفع قد قل في فترة الحقب الرباعي.

وبالنظر إلى تأثير مستوى البحر فإن البيانات الموضحة في (شكل ١٥) قد استخدمت للتحكم في الارتفاع المطلق لمستوى سطح البحر كوسيلة لتحديد الزمن، ويعتبر ذلك مدخلاً معقولاً ومنطقيًا. إن البحر الأحمر خلال الحقب الرباعي بقى مرتبطاً بالمحيط الهندي حتى أثناء الفترات الجليدية القصوى Glacial Maxima وانخفاض مستويات سطح البحر (Behary & Yousef, 1984) المصاحبة وبالنسبة للتغيرات في هطول المطر في الصحراء الشرقية هناك دليل على أن كمية هطول المطر السنوية قد تم التحكم فيها والميطرة عليها بواسطة درجة كثافة الرياح الموسمية الصيفية Summer Monsoons في المحيط الهندي المطيرة وتضاهي الفترات المطيرة في شمال شرقي أفريقيا مع فترات إشعاع الشمس العالية Summer Insolation في فصل الصيف في الشمال كما استنتجها من دوائر ميلانكوفيتش (Milankovitch) الخاصة بمقدار الميل/ الانحراف. قد قمنا بحساب سقوط المطر الحالي بحوالي واحد سم/ سنة إلى قيم أعلى أثناء فترات التشميس المتزايدة إلى قيم أقل في فترات يكون فيها معدل ارتفاع درجة الشمس منخفضاً، والقيمة العليا المستخدمة هي ٢٠ سم/ سنة وهو الرقم الذي تم الحصول عليه من فحص سجلات سقوط المطر السنوية عند الحافة الجنوبية لصحراء Sahara. وحيث إن تأثير نشاط الرياح الموسمية المتزايدة هو لتحريك واجهة الساحل

المطيرة نحو الشمال فإن هذا مدخلاً منطقياً لتفسير ما سبق (شكل ١٧) . وثمة أسلوب مشابه لتحديد الزمن بواسطة (1992) Gorelick & Koltermann للتحكم في المتغيرات في معدل هطول المطر في فترة الحقب الرباعي لنمذجة التراكم الرسوبي Modeling في كاليفورنيا الشمالية وتم تجميع الضوابط المناخية وتذبذبات مستوى سطح البحر Eustatic في (شكل ١٧) .

٤-٦: المحاكاة الرقمية: Digital Simulation

تجرى المحاكاة الرقمية Digital Simulation بوضع برنامج مبسط على الحاسب الآلى متخذاً فيه وضع الضوابط المناخية وتذبذبات في مستوى سطح البحر والتكتونية في سياق فيه يتم نمذجة العمليات السطحية كترتيب الأول . واستناداً إلى الأساليب الأوتوماتيكية الخلوية Automatic Techniques في الجيومورفيا التي قام بها (Chase, 1992) فإن النموذج يجرى في صورة المخطط التدفقي . وقد تم تطوير شبكة ممتدة Grid يكون كل عنصر فيها يشير إلى بداية الارتفاع والقدرة التآكلية. Erodibility.

إذا ازدادت المقدرة التحملية الجديدة فيحدث ترسيب Mass deposition الكتل Movement باستخدام انتشار Fickian كما وصفها (Chase, 1992) وإذا لم يحدث أى تآكل أو تفكك فإن ذلك سيسمح بتطور نمو أرضية صحراوية Build Desert Pavement ويتم نمذجة وصول الرواسب النهرية fluvial Sediment إلى البحر عن طريق إسقاط القدرة التحملية إلى قيمة صغيرة (٢٠, ٠ من قيمة الرواسب النهرية) بمعنى ترسيب المادة مع إخضاع البرنامج لحركة رافعة Uplift ، حيث تتباين مع المكان والزمن داخل النموذج لأعلى ولأسفل بواسطة بعض الكميات اعتماداً على أين سيتم وضع المحاكاة Simulation في دورات الانخفاض والارتفاع لمستوى سطح البحر ودرجة التشميس الصيفية الشمالية لتغطي ١-٢٠ نطاقاً في كميات سقوط المطر السنوية التي تم حسابها وأخيراً المواقع، السمك وأعمار الرواسب النهرية قد تم تتبعها.

ويسبب هذه المسافات الصغيرة ومعدل الزمن القصير (١ متر/١ مليون سنة) يتم تجاهل التعديلات الخاصة بالتآكل والتفكك. وقد تم ثبات نموذج الأوتوماتيكي الخلوي باستخدام قيم موزونة لكثافة الجرف والقابلية للتآكل، ولم يكن المحاكاة لكل السمات الخاصة بالرواسب أو الأشكال الأرضية، وفضلاً عن هذا كله فإن الغرض هو تشغيل المحاكاة التي تتضمن تجميع البيانات الخاصة بالرفع وتذبذب مستوى البحر والاختلافات المناخية للحصول على رؤية في أهمية كل متغير في استنتاج واقترح الرواسب والظواهر.

وللتبسيط فإن المعاملات الحرة هي الطبوغرافيا الأولية، معدل التكرار والقابلية للتآكل، ولقد اخترنا لنحاكي الطبوغرافيا الأولية كزوج من الأسطح المستوية أي البدء بأرض المائلة (وهي بقاع جبلية حولتها التعرية إلى سهل) الارتفاع السريع للتضاريس القريبة من المنطقة الساحلية، لقد تواصلت عدد من مجارى الماء حول ١ متر/سنة.

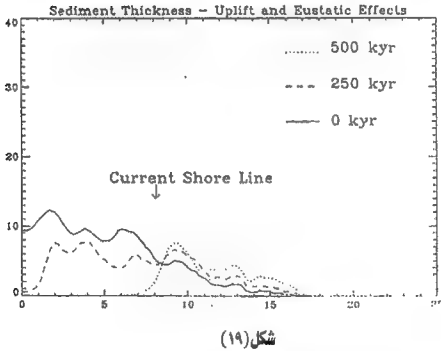
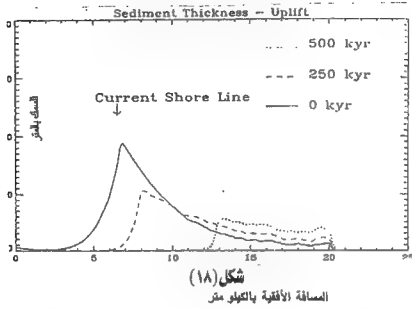
وبالنسبة للنتائج الخاصة لفترة تقدر بحوالى واحد مليون سنوياً قدرة على التآكل للراسب ١٠ مرات من الصخر الأساسى يتم توضيحها في (شكل ١٨، ١٩) لمخططات لسمك الراسب مقابل المساحة الأفقية، وتعتبر كتلة الراسب الناتجة عن التآكل نموذجية من حيث كمية المادة الناتجة من الصخر الأساسى حول ١ مليون سنة وأكثر من ذلك فإن المسارات الخاصة بالبرنامج المرتبطة بأسطح أولية قد تم تدبير شروط للقيام بعملها من خلال عوامل التآكل والتفكك توضح عدم وجود اختلافات جوهرية في الكميات أو نموذج التراكم التراسي المرتبط بالبداية عند ١ مليون سنة السهَاب Penepplain المائلة، ومن ثم تكون الشروط والظروف المستخدمة في المجر الذى تم وصفه في هذه الفقرة قد استخدمت كأساس لاستكشاف تأثيرات أثار مستوى البحر عند المصب والتغيرات المناخية، وإن تأثير تغيرات مستوى سطح البحر عند المصب هو لإغواء النظام للسعى وراء خطوط رئيسية نهريّة مختلفة في أوقات مختلفة وتصبح النتائج الشبكية لنقاط الانخفاض هو نزع/استبدال مستوى البحر بكمية من

التراسب مقارنة بالمجاري التي لها ارتفاعاً دون تغيرات في معدل مستوى سطح البحر عند المصب، ويسبب هذا الارتفاع المستمر تبدو هذه المناظر مهاجرة نحو البحر مع مرور الزمن منتجة كميات كبيرة من التراسب ذات وجوه بقايا تظهر كقمم تصل لعدة مترات في السمك. وتنعم القمم الأكثر عمراً وقدماً بواسطة التفكك والتآكل النهري المتلاحق، وبالتالي أقصى (صيف صحراوي مع هذا النموذج يوضح حوالي ٧٠٪ من أسطح نهريّة قد تهدلت بواسطة التآكل أو التفكك خلال ٣٠٠ ألف سنة ماضية).

إضافة عامل سقوط الأمطار ساهم في تعديل وتغيير السطح والرسوبيات. تحدث التذبذبات المناخية تغير مؤثر عن ما يسببه التغيرات في منسوب سطح البحر. وتوضح نتائج المحاكاة لعدة فترات زمنية مطابقة لفترات جفاف-بلل-جفاف. إن معظم الرواسب قد تحركت في اتجاه البحر عندما حدثت فترة بلل أثناء انخفاض مستوى سطح البحر (شكل ١٧)، ويصبح التأثير هو حركة كتلة الرواسب في اتجاه البحر فقط مع حركة الرفع التكتونية Uplift وتذبذبات سطح البحر. أيضاً مع حدوث التذبذبات في سقوط الأمطار على مسافات صغيرة مرتبطة مع تذبذبات سطح البحر الناتج الآخر هو التأثير الواضح للقمم الرسوبية الناتجة عن تأثيرات أيوستاتيكية، Eustatic أوضحت المحاكاة أن حوالي ٩٠٪ من السطح قد عدل وتغير خلال عدة مئات الألوف من السنين الماضية. بالإضافة إلى أشكال توزيع الرواسب فإن المظاهر السطحية الناتجة قبل ٣٠٠ - ٤٠٠ ألف سنة مضت سوف تستمر وتبقى خلال هذه المدة.

أخيراً، ومع أن النموذج ليس تفصيلياً بدرجة تجعله قادراً لينتج مصاطب أو شرفات نهريّة ظهرت أصولها وعلاقاتها مع تذبذبات سحر البحر بشكل واضح. أثناء ارتفاع مستوى سطح البحر، وتكون المراجين والغرين أقل المنيع.

بدأ الوادي يميل للامتلاء. أثناء انخفاض مستوى سطح البحر تقطع الأودية الرواسب الطمائية وتنتج الشرفات النهريّة. وهكذا فلهذه الشرفات علاقة مباشرة مع رسوبيات الحجر الجيري المرجاني. وفي حالة وادي مبارك فإن أول شرفة أو مصطبة



Horizontal = المسافة الأفقية بالكيلو متر
 Distance
 Thickness = السمك بالمتر
 Current shore line = خط الشاطئ الحالي
 Uplift = حركة الرفع

ارتبطت بتغير ساخن مناخى عالى عند ٦٠٠٠ سنة. وارتبطت الشرفة الثانية مع ١٢٠ ألف سنة ذات المنسوب العالى. والمصطبة الثالثة مع ٢٠٠ ألف سنة ذات المنسوب عالى. وفى الحقيقة يغطى الغرين المتواجد أسفل الشرفة الثالثة رواسب الحجر الجيري المرجانى شكل (١٣) وعمره حوالى ٢٤٨ ألف سنة جدول (٣) يتزامن هذا العمر مع التكوين المرتبط مع ٢٠٠ ألف سنة ذات منسوب عالى والأحداث اللاحقة ذات المنسوب المنخفض. تزامناً مع هذه المحاكاة والدراسات الحقلية فإن أعلى وأقدم رابع شرفة تقطعت بطريقة شديدة وارتبطت مع رواسب الحجر الجيري المرجانى على أساس الأشكال الأرضية الموجودة أو التي أزيلت بفعل الترسيب والنحت.

٥-٦: تلكران،

تفسر التغيرات المناخية المحلية وتذبذبات سطح البحر والوضع التكتونى المتحركة فى تطور الأشكال الأرضية والرسوبيات النهرية والبحرية خلال الحقب الرباعى وذلك على طول ساحل البحر الأحمر بمصر.

يمكن التعرف على المصاطب البحرية والنهرية باستخدام الصور الفضائية

TM.

أدت الدراسات الحقلية إلى معرفة أن ما يقرب من ١٠ كيلو متر من الساحل مغطاة بالعديد من المراحل النهرية.

يكشف جدران الأدوية عن رواسب غرينية متبادلة مع حجر جيري مرجانى من الحقب الرباعى.

يكشف الساحل عن وجود من ثلاثة إلى أربعة مصاطب مرجانية يتراوح أعمارها بين ١١٢ - أكثر من ٣٧٠ ألف سنة.

تفسر عملية المحاكاة الرقمية مع الدراسات الحقلية عن تصور تطور الأشكال الأرضية الموجودة والتي أزيلت بفعل الترسيب والنحت خلال الحقب الرباعى.

الفصل السابع

١٠-١١: المناقشة

تم إدراك التزامن بين البقع الحارة Hot Spots، وتدفق البازلت القارى، والخسف؛ لذلك ظهر اهتمام معقول بالدور الدقيق لمادة الانصهار الجمائى الحرارية التى تقوم بخرق الليثوسفير القارية فى تطوير أو تنمية المفصلة الثلاثية للصدع (الخسف)، إن عمليات الصدع النشطة التى يتم فيها دفع اتساع الليثوسفيرى عن طريق طاقة تيارات حمل Convection المنصهرة (Bott, 1992; Bruke & Sen-gor, 1992) واقتريحت التفسيرات الأخرى سيناريو يتم فيه تضمين كل من العمليات النشطة والسلبية: تواجد البقع الحارة يتطلب قوى إضافية ناتجة عن اتساع تمددى لحد الصفيحة (Courtillot et al., 1999; Hill, 1991) ويعتقد أن أشد هذه القوى هو حد الصفيحة عامة والتى تنتج عن شد الكتلة فى أنطقة الإيلاج، ودفع الحديد من مناطق الانتشار المحيطة فى حين إن وسائل التحكم المطلقة فى حركة الصفيحة لا تزال مثيرة للجدل (Wilson, 1993) كما قد ينفأثر شكل أو جيومترية الانفصال بأشكال تباين الأطوال الناتجة من عدم التجانسات القديمة فى الليثوسفير القارى (كما تمت مناقشتها من قبل).

فى نظام تصدع البحر الأحمر-خليج عدن لدينا الفرصة لتقييم تاريخ التصدع أو الخسف الذى يشمل أنشطة انصهارية واضحة المعالم، وأتبعه انفصال بتراكيب تمددية وأجزاء من التصدع نفسه والتى أزيلت من براكين معاصرة. وتوفيت الأطوار المتنوعة من هذا التمسلسل أو النظام الخسفى الصدعى معروفة جيداً الآن بشكل نسبى، خاصة بالمقارنة بنظام تصدع أو خسف أخرى قديمة.

كان إعداد ما قبل انصهار عفار كان عامة ذا تضاريس منخفضة قرب أو عند مستوى سطح البحر، ولا تزال الطبقات البحرية محفوظة فى منتصف خليج عدن، وتعود إلى منتصف الأوليجوسين Late Rupelian؛ ولذا لم تكن هناك أية إشارة تدل

على وصول الأنشطة الانصهارية بعفار في شكل تقيب Doming إقليمي، وعلى الأقل إدراك الاستراتيجية المعروفة حالياً. وقد بدأ انبعاث الانصهار البازلتى اليمنى والأثيوبى. وفى ديروديب السودانية منذ حوالى ٣١ مليون سنة، (Baker et al., 1996; Hoffmann et al., 1997; Chrnet et al., 1998; Kenea et al., 2001; Uktins et al., 2002). وقد تدفقت مجموعة صخور البازلت خلال حوالى مليون سنة، وصاحبتهما براكين رايوليت. ويذكر أغلب المشتغلين أن تمدداً قليلاً جداً قد صاحب البركان المرتبط بالانصهار.

صادفت آبار المنطقة العميقة Hami-1 مناطق من خليج عدن وبندر هارشر Bandar Harshou-1 بمنتصف خليج عدن ترسيبات تصدعية متزامنة يرجع عمرها إلى حوالى ٢٩,٩، وحوالى ٢٨,٧ مليون سنة (من الروبيليان Rupelian) (Highe et al., 1991).

هذه هى الأقدم طبقات متزامنة مع الخسف أو التصدع فى وسط أو غرب خليج عدن. وتتابع معاتل من الطبقات المتزامنة البحرية توجد فى المياه العميقة لإريتريا، رسبت بين حوالى ٢٧,٥ و ٢٣,٨ مليون سنة (شاتيان Chattian). وقد بدأ التصدع فى منخفض عفار بعد حوالى ٢٥ مليون سنة بناءً على العلاقات التكتونية البركانية فى صخور قدرت بواسطة عوامل تحديد العمر (بوتاسيوم-أرجون). وبدأ تمدد عفار فى وقت مبكر مع القطاع المتزامن المبكر للخسف، والذى غطى صخوراً بركانية حديثة. كما أن ظهور القرن الأفريقى فى أواخر الأوليجوسين المتأخر يفيد بأن جنوب خليج عدن وحده التصدعى بدأ طوراً من التعرية التكتونية والرفع. ودلت هذه البيانات إلى أن التصدع والهبوط الملاحظ حدثت فى خليج عدن، وأقصى جنوب البحر الأحمر خلال قليل من ملايين السنين من بداية الانصهارات البركانية، ولكن ليس قبل وصول هذا الانصهار المجامئ إلى السطح. وفى منطقة عفار بكل من اليمن وأثيوبيا نجد أن التتابع كما تم تفسيره حالياً كان بداية الانصهار وبداية التمدد (مع

الرفع المحلي والانصهار). والرفع الرئيس Uplift (مع استمرار التمدد والهبوط الرئيس) (Henzie et al., 1992) وفي تقديم هذا النوع لا تصلح النماذج التقليدية سواء كانت نشطة (رفع - انصهار - خسف أو تصدع) أو سلبية (تصدع - صعود - انصهار) تصدع أو خسف. بالنسبة لأغلب أجزاء البحر الأحمر، فإن التتابع كان تمديداً وانصهاراً متزامنين أعقبهما ارتفاع أو صعود، ولكن كميات من الصخور البركانية كانت صغيرة.

هل تسبب انصهار عفار في حدوث تصدع أو خسف خليج عدن والبحر الأحمر؟ هناك بعض الأدلة على أن التصدع القاري لخليج عدن بدأ أولاً في عمان في أوائل الأليجوسين، ثم انتشر غرباً انتقال (Rupelian-Chattian Transition) لذلك من الممكن أن الانصهار المجامئي وبداية كسر الليثوسفير كانا معاصرين، ولكن التصدع لم يصل إلى عفار حتى (مليون سنة في تتابع انبعاثي في بداية التدفقات الرابولائية القارية. تقريباً قبل انصهار عفار. حيث كانت الأجزاء الشمالية الشرقية من صفيحتي أفريقيا-العربية تواجه قوى تمديدية باتجاه شمال وشمال شرق-جنوب وجنوب غرب يعزى إلى شد الكتل في نطاق الإيلاج أسفل القوس البركاني لأوردفيه-دوختار Urumieh-Dokhtar على الحد المواجه للنيوتيس Neotethys (شكل ١١). ربما سحبت الصفيحة الهندية الصفيحة العربية شمالاً على طول نطاق الكسر لأوين، وأعتقد أن هذا بلا شك قوى جانبيه بالمقارنة بشد الكتل. وربما قدم انصهار عفار الضغط المركز أو الضعف المحلي للليثوسفير القاري من القارية التي شجعت على إحداث الصدع الذي كان متأهباً للوقوع (Malkin & Shemanda, 1991; Bellahsen et al., 2004).

وبهذا السيناريو بدأ تصدع خليج عدن القاري في غرب المحيط الهندي، وربما بالتحكم في الوضع القديم لحيد كارلمبرج، وقد انتشر تجاه عفار على هيئة تصدع منحرف، مع تمدد باتجاه الشمال الشرقي إلى شمال شمال شرق على مدار ملايين

قليلة من السنوات، حيث توقف التصدع في حدود عفار والآبار العميقة لإريتريا، مما سمح بضغط إقليمية للصفيحة للبنى. وانتشر التصدع عند تقريباً ٢٤ مليون سنة، بطريقة فجائية شمالاً حتى البحر الأبيض المتوسط وطريق البحر الأحمر، وخليج السويس، ومنطقة البحيرات المرة، وتصدع المنزلة.

١-٧، ١-١٠، وملخص هذا أن،

فتح البحر الأحمر متعامد على محوره باستثناء تعرجات (حوالي ١٠٠ كم وأطواله أصغر) تأثرت بإعادة تنشيط تراكيب الركيزة واتجاهاتها بواسطة والجهود المبذولة لحد الصفيحة. ارتبطت قواطع البحر الأحمر النارية بتعدد التصدع أو الخسف، حيث التزمت بكسور الليثوسفير، والاتجاه الممتد المبكر (شمال ٦٠° شرق). وقد ناقشت نماذج متنوعة الطور المبكر الافتراضى لاتساع البحر الأحمر، وتكوين الحوض من شد جزئي وهذا لم يؤكد باتجاهات القاطع أو بيانات المكاشف السطحية (Bosowarth et al., 2005).

ويبدو أن نظام تصدع البحر الأحمر-خليج عدن كان نتاجاً لتفاعل معقد بين عمليات تصدع نشطة وسلبية، وقد ساعدت دراسات جيولوجية وجيوفيزيائية حديثة على توضيح هذا النموذج الذي بلا أدنى شك سيواصل تطوره في المستقبل.

تذكراً،

نقوم في هذا الجزء بتلخيص تطور نظام التصدع الخاص بمنطقة البحر الأحمر وخليج عدن البحرية والقارية، Continental & Marine، والتي تشمل خليج السويس، وخليج العقبة، وأحواض البحر الأحمر، وخليج عدن وحدودها القارية، ومنطقة منخفض عفار،

—وقد بدأت الحركة البركانية الانصهارات البازلتية في أثيوبيا ومنطقة الشمال الشرقي من السودان، ومنطقة الجنوب الغربي من اليمن منذ ٣١ مليون سنة أعقبها

حركة بركانية في اتجاه الشمال إلى حارات سيرات، هادان وإشارا-كرسات، والرحات في غرب السعودية.

- وقد وقع هذا الانصهار دون توسع يذكر، واستمر حتى ٢٥ مليون سنة، في ذلك الوقت كانت أجزاء كبيرة من البحر الأحمر وخليج عدن في مستوى البحر أو قريبة منه، وبدءاً من ٢٩,٩ و ٢٨,٧ مليون سنة ترسبت رواسب مشكلة بحركات القشرة الأرضية في مركز خليج عدن.

- وفي الوقت ذاته ارتفع القرن الأفريقي في حوالي ٢٧,٥-٢٣,٨ مليون سنة كان هناك حوض تصدعى صغير يتكون في البحر الأحمر الإريترى.

- وفي الوقت نفسه تقريباً (٢٥ مليون سنة) بدأ التمدد والتصدع داخل منطقة عفار، وفي ٢٤ مليون سنة ظهرت في أنحاء البحر الأحمر من عفار واليمن إلى شمال مصر مرحلة جديدة من الحركة البركانية كان أساسها تداخلات طبقية لصخور نارية بازلتية، ولكنها أيضاً أدت إلى ترسب صخور جابرو وصخور جرانوفير النارية.

- وقد صاحب هذه المرحلة الثانية من الانصهار في البحر الأحمر توسع لتصدعات قوية، وترسب رواسب متأثرة بحركات القشرة الأرضية أغلبها ذات علاقة بحرية، كما كان الشكل الكلى للصخور المترسبة متبايناً بشكل جانبي.

- وقد زادت أعماق المياه بشكل مهم، وتغير الترسيب إلى صخور طينية جيرية غنية بالرواسب القادمة من أعماق المحيط وأحجار جيرية من المياه العميقة.

- قام الصدع أو الخسف القارى لخليج عدن بربط منطقة الكسور الأوبينية (قشرة بحرية) بانصهار عفار خلال عدد قليل من ملايين السنين من بدايتها في منتصف الأوليجوسين . Mid-Oligocene

- وربما كان هناك تأثير لوضع حيد كارلسبرج المحيطى على جيومترية تصدع عدن بالرغم من أن تفجير الصدع الأولى كان نتيجة ضغط دعامة عفار منذ ٣١ مليون سنة.

-تأثرت الجيومترية المحلية لصدوع البحر الأحمر الأولية بشدة بالتراكيب السابقة المعقدة من الصخور النارية والصخور المتحولة.

-ورنتيجة لذلك ظهر مسار معقد من عفار إلى السويس، وكانت كل مجموعة من الصدوع فى بادئ الأمر كانت نصف أخدودية غير متماثلة ذات مناطق إيواء واضحة المعالم بين الأحواض الفرعية.

-وفى خليج عدن تأثرت مراعض مناطق الإيواء بشدة بأحواض التصدع أو الخسف القديمة فى الميزوزوى، ويمكن استعادة التراكيب الأولية لشكلها الأصى على حدود البحر الأحمر وخليج عدن.

-وفى كل من الحوضين تسجل الشواطئ الحالية انفصالاً بمسافة ٤٠-٦٠ كم على طول امتدادها، وكانت أحواض التصدع الأولية Initial Rift System تبلغ ٦٠-٨٠ كم عرضاً.

-بدأ الانتشار البحرى فى حيد شيبا شرق منطقة تصدع نطاق ألولا-فرتاق منذ ١٨-١٩ مليون سنة، وربما انتشر هذا الحيد بعد ذلك غرباً حتى مركز خليج عدن منذ ١٦ مليون سنة، ويتناسب ذلك مع الانتهاء الملحوظ للترسيب المتشكل بحركات القشرة الأرضية حتى حدود عدن فى الوقت نفسه تقريباً.

-وعند ١٤ مليون سنة تقريباً بدأ التحول الحدودى يقطع خلال سيناء والحدود القارية الشرقية Levant لتربط الجزء الشمالى من البحر الأحمر بمنطقة تقارب الكتلة المتحركة نطاق البلطيق-إقليم زاجروس Bitlis-Zagros.

- وقد توافق هذا مع اصطدام الصفائح العربية وصفائح أوراسيا، مما أدى إلى ظهور صفيحة جديدة ذات قوى حدودية مختلفة.

-تغير امتداد البحر الأحمر من الصدع أو الخسف العادى Normal Rift شمال ٦٠° شرق (N60 E) إلى ميل شديد متوازى مع صدوع تحول العقبة-المشرق شمال

١٥° شرق (N15 E)، فأصبح نظام الخسف ظاهراً في شمال السويس بمصر، وربما يرجع هذا إلى الضغط البسيط لصفيحة سبهاء.

- وأصبح الارتباط البحري بالبحر الأبيض المتوسط مقيداً ولكنه غير منتهى. وكذلك تغير ترسيب البحر الأحمر من الترسيب البحري المفتوح إلى ترسيب تبخري بالرغم من استمرار ترسيبات المياه العميقة في العديد من المناطق.

- بدأ الطور الثالث للانصهار الجماعي بشكل محلي في أثيوبيا، وبشكل سائد في غرب السعودية ممتداً شمالاً حتى حارات أش شام، وجبل الدروز في الأردن ولبنان وسوريا.

- وعند حوالي ١٠ مليون سنة انتشر حيد شيبا Sheba Ridge بسرعة غرباً على مسافة ٤٠٠ كم من منتصف خليج عدن إلى نهاية انقطاع شكرا الشيخ.

- أعقب ذلك انتشار محيطي Oceanic Spreading في المنطقة المركزية والجنوبية للبحر الأحمر منذ حوالي ٥ مليون سنة، وقد تزامن ذلك مع عدم توافق مهم في حوض البحر الأحمر ممتداً إلى حدود خليج عدن معاصراً لعدم توافق في المرحلة الميسينية لحوض البحر الأبيض المتوسط، كما حدثت مرحلة رئيسة لتطور الحوض على طول صدوع العقبة-المشرق التحولية.

- أثناء العليون سنة الأخيرة ارتبطت حدود صفيحة البحر الأحمر الجنوبية بانتشار مركز عدن من خلال خليج زولا، ومنخفض داناكيل وخليج تاجورا.

- وفي الوقت الحالي يبدو انتشار مركز البحر الأحمر الممتد في انتشاره نحو شمالي البحر الأحمر ليرتبط بصدع العقبة-المشرق التحولي.

- تستمر براكين البازلتية القاعدية داخل الحارات الحديثة في غرب السعودية العربية واليمن وفي جزء البحر الأحمر الجنوبية.

- وتعرض أغلب الصفيحة العربية حالياً لضغط علوي بالقشرة شمالاً وجنوباً،

بينما يتوجه أقصى ضغط أفقى غرباً وشرقاً فى شمال غرب أفريقيا الآن الصفيحة العربية والصفيحة الأفريقية تقعان على صفيحتين منفصلتين متعرضتين لجهود إقليمية .

— فى حين أنه يبدو أن نظام تصدع البحر الأحمر—خليج عدن كان نتاجاً لتفاعل معقد بين عمليات تصدع نشطة وسلبية، وقد ساعدت دراسات جيولوجية وجيوفيزيائية حديثة على توضيح هذا النموذج الذى بلا أدنى شك سيواصل تطوره فى المستقبل .

٧-١-٢، استنتاجات،

نشأت تراكيب الركيزة الأساسية لما قبل الخسف أو التصدع للبحر الأحمر، وعفار، وغرب خليج عدن أثناء تكون جبال أفريقيا فترة النيوبروتروزية مع تعديلات أقل أثناء أواخر الكريتاسى (Early Alpine Tethyan) والألبوسين (Late Alpin) فى الشمال، والجوراسى والكريتاسى (تصدع المحيط الهندى) فى الجنوب، وقد تم تفعيل تراكيب الركيزة الأساسية على نطاق كيلومترات إلى عشرات الكيلومترات، وكان لحدود التضاريس والصدوع الإقليمية تأثير مهم على نطاق أكبر .

يبلغ القطاع الاستراتيجى المجمع لما قبل التصدع فى خليج السويس حوالى ٢٦٠٠ مترأ، ويصير أقل سمكاً حوالى ١٠٠٠ متر فى شمال البحر الأحمر، ثم يتوسع مرة أخرى إلى أكثر من ٣٠٠٠ متر فى جنوب البحر الأحمر. وفى داناكيل ألب يزيد قطاع ما قبل التصدع عن ٤٠٠٠ مترأ، وتعكس حدود هذا التوزيع لطبقات ما قبل التصدع تأثير قريبا إلى الهبوط الباليو والنيوتيثى فى الشمال (من أوائل الباليوزى إلى الميزوزوى)، وتطويع حد المحيط الهندى فى الجنوب (العصر الميزوزوى) .

أثناء الباليوجين كانت معظم منطقة تصدع البحر الأحمر فيما بعد وخليج عدن عند أو قرب مستوى سطح البحر، ووصل التصدع البحرى إلى وسط منطقة البحر الأحمر أثناء أوائل الكريتاسى وأوائل العصر الألبوسينى. ولا تزال طبقات ما قبل

التصدع البحرية الحافية الأوليجوسينية موجودة في دهوفار بعمان بآبار المياه العميقة في الصومال واليمن. وتفيد الأدلة الاستراتيجية جرافية بالرغم من عدم شموليتها بأن التقبب الإقليمي لم يحدث قبل تدفقات الصخور البازلتية في عفار وتلاها التصدع، وإذا حدث ذلك فقد كان محدوداً بوسط عفار.

بدأت الحركة البركانية البازلتية المرتبطة بالانصهار المجامى في عفار وديروبيب بشمال شرقى السودان ، وجنوب غربى اليمن منذ حوالى ٣١ مليون سنة.

وبدأت الحركة البركانية الرايولائية القارية منذ حوالى ٣٠ مليون سنة. ثم انتشرت الحركة البركانية بعد ذلك شمالاً إلى حارات سيرات وهادان وإيشارا- خيرسات والراحات في غرب العربية السعودية. وقد حدث هذا الانصهار المبكر بدون تمدد أو اتساع إقليمي مهم، واستمر حتى حوالى ٢٥ مليون سنة.

بداية بعد حوالى ٣٠ مليون سنة ترسبت رسوبيات متزامنة تكتونية وبحرية أعلى القشرة القارية المتصدعة في شرق ووسط خليج عدن، وعند حوالى ٢٧ مليون سنة تم تكوين حوض تصدعى صغير في البحر الأحمر الإريتري، وبدأ التمدد المهم في عفار منذ حوالى ٢٥ مليون سنة، ولكن تفسيراتها كانت محدودة.

ربط تصدع خليج عدن نطاق الكسر لأوين في الشرق (الليثوسفير المحيطى) بانصهار المجامى لعفار في الغرب (الليثوسفير القارى). وتغير اتجاه التمدد بشكل واضح مع مرور الوقت، ولكنه كان دائماً منحرفاً عن الاتجاه العام للتصدع أو الخسف.

عد حوالى ٢٤ مليون سنة (أقدم بدرجة بسيطة فى أقصى جنوب اليمن) ظهرت مرحلة أو طور جديد من الأنشطة البركانية على شكل قواطع بازلتية أساسية، وصخور جابرو، وصخور جرانوفير بشكل متزامن خلال كل أجزاء البحر الأحمر بأكمله من عفار واليمن إلى شمال مصر. وهذه المرحلة الثانية من الانصهار صاحبها خسف شديد-عادى وتمدد وترسيبات تكتونية قرية متزامنة لتصدع البحر الأحمر، ومعظم هذه الترسيبات بحرية وبحرية حافية، وقد شكل هذا تكوين نظام التصدع

العظيم للبحر الأحمر وخليج عدن. وفي هذا الوقت بدأ رفع جدار الخسف أو التصدع في البحر الأحمر، وتم تعجيله بدرجة كبيرة بعد بضعة ملايين قليلة فيما بعد حوالي ٢٠ مليون سنة.

كان موقع انصهار عفار يتحكم في موقع تصدع البحر الأحمر، في حين أن توجهه بزاوية شمال ٣٠° غرب كان بسبب ضغوط الصفيحة الإقليمية المبذولة عن طريق شد الكتل في نطاق الإيلاج أسفل القوس البركاني لأورويميه-دوكتار على الجانب الشمالي للنيوتيسى Neotethys (حالياً البلطيق-زاجروس) نطاق صدع الدثر، كما قد يعكس وضع شمال البحر الأحمر آثار تركيز الضغوط في الركن بين الحدود المصرية والجزء المشرقي القاري.

إعادة تنشيط الصدوع الخسفية الميزوزوية أثناء بداية خليج عدن، وساعدت على التحكم في شكل الحد القاري السلبي الجديد، ومع ذلك فإن التوجه العام لنظام تصدع عدن قطع خلال هذه الأحواض الأقدم. وتأثر شكل الخسف المبكر للبحر الأحمر بتركيب الركيزة الأساسية الليوبروتيروزية؛ ونتيجة لذلك أعقبها مسار معقد من عفار إلى السويس. كما لعبت تراكيب ما قبل التصدع أو الخسف دوراً مهماً في تحديد تمدد أو اتساع عفار.

يمكن استعادة شكل تراكيب الخسف المتزامن وما قبل الخسف إلى شكلها الأصلي على طول حدود البحر الأحمر وخليج عدن المفصلية، وكانت بداية أحواض الخسف عامة غير المتماثلة والنصف أخدودية Half-Graben تبلغ ٦٠-٨٠ كم عرضاً.

قدرت عوامل التمدد للقشرة القارية بأنها (= حوالي ١,١٥ في ساحل اليمن بحد منتصف خليج عدن، ١,٦-١,٨ في ساحل اليمن على البحر الأحمر، وحوالي ٢,٦ في الجزء الجنوبي من خليج السويس إقليمياً، وحوالي ٢ في محور الحوض، وحوالي ٢,٤ في الآبار العميقة لحد البحر الأحمر اليمنى، وحتى ٢,٥ في داناكيل ألب.

وقد استمرت مرحلة الخسف المتزامن من حوالى ٣٠ إلى حوالى ١٩ مليون سنة فى خليج عدن، وحوالى ٢٧ إلى حوالى ٥ مليون سنة فى جنوب البحر الأحمر، حوالى ٢٤ إلى حوالى ١٤ مليون سنة فى خليج السويس، وفى شمال البحر الأحمر، ويستمر التمدد أو الاتساع القارى حالياً فى نطاق المياه العميقة.

عدد حوالى ١٩-١٨ مليون سنة بدأ الانتشار المحيطى على حيد الشبعة بين أنطقة الكسور، أوين وألولا-فرتاق، ويبدو أن الانتشار امتد مئات الكيلومترات القليلة غرب نطاق كسور ألولا-فرتاق عدد حوالى ١٦ مليون سنة.

عدد حوالى ١٤ مليون سنة قطع الحد التحولى خلال سيناء والحد القارى المشرقى للقارة رباطاً شمال البحر الأحمر بنطاق التقارب البلطيق-زاجروس، وقد تطابق هذا مع اصطدام صفيحة أوراسيا مع الصفيحة العربية، ونتج عنها فى شكل صفائحي ذى قوى حدودية مختلفة لم يتوقف معه شد الكتل ولكن عزمها قل.

غيرت تمدد واتساع البحر الأحمر من خسف عادى (شمال ٦٠° شرق) إلى انحراف كبير وموازى تحول العقبة-المشرق (شمال ١٥° شرق)، مما أبطأ من تمدد خليج السويس بشكل كبير، ولكنه لم يتوقف تماماً.

تزامناً مع بداية تحول العقبة-المشرق رفعت منطقة شمال السويس بدرجة خفية ربما بسبب ضغط كابس بسيط لصفيحة Sub-Plate سيناء المحلية، وانخفض منسوب مياه البحر الأبيض المتوسط بشكل كبير بالرغم من عدم اختفائه، كما أن التدفق خلال باب المندب كان مقيداً، وتغير الترسيب بالبحر الأحمر من انتشار بحرى مفتوح إلى تبخيزى، وبدأت مرحلة ثالثة من الانصهار فى غرب العربية السعودية، وامتدت شمالاً حتى حارات الشمعة وجبل الدروز فى الأردن ولبنان وسوريا.

بدأ التكوين الملحي فى البحر الأحمر بسرعة بعد الترسيب الواسع للهاليت الكلتى فى منتصف الميوسين إلى المرحلة المبكرة من الميوسين المتأخر. وصلت قباب

الملح السطح في العديد من أجزاء الحوض مع نهاية الميوسين ودفن معظمها لاحقاً. القليل من القباب حالياً عند أو قريب جداً من السطح على طول الحدود المصرية والمعدية واليمن.

عند حوالي ١٠ مليون سنة امتد الانتشار المحيطي في خليج عدن بسرعة عبر ٤٠٠ كم غرباً إلى انقطاع شكراً الشيخ عند خط طول حوالي ٤٥° شرقاً.

أعقب ذلك انتشار محيطي في جنوب البحر الأحمر عند تقريباً ٥ مليون سنة. وصاحبت ذلك زيادة في معدل الحركة على تحول العقبة-المشرق (من حوالي ٦,٥ كم/مليون سنة إلى حوالي ٩ كم/مليون سنة)، ومعدل الفصل بين الصفيحة العربية والصفيحة الأفريقية. ويصعب توضيح زيادة توافقية في معدل الفصل عبر حيد الشبعة من البيانات المغناطيسية المنشورة.

صاحب بداية الانتشار المحيطي للبحر الأحمر عدم توافق مهم خلال حوض البحر الأحمر، وتطور رئيس للأحواض على طول تحول العقبة-المشرق، وزيادة تدفق المياه البحرية خلال باب المنذب، وعادت ترسيبات البحر الأحمر إلى سيادة الظروف البحرية المفتوحة، وفقد الاتصال البحري بين خليج السويس والبحر المتوسط باستثناء أوقات كانت مستويات سطح البحر فيها مرتفعة جداً.

الاختلافات في حركات الرفع بين حدود خسف أو تصدع البحر الأحمر ومحوره القاعى Trough أدى إلى زحزحة الكتل مع الجاذبية ناحية محور التصدع أو الخسف، صاحبه الانخفاض العام الذي حدث عند أسفل قطاع المتبخرات في الميوسين الأوسط/المتأخر.

عند حوالي ٣ مليون سنة، وربما تزامناً مع انتشار البحر الأحمر بدأ الانتشار المحيطي غرب ٤٥° شرقاً في خليج عدن، وأثناء المليون سنة الماضية واصل الانتشار تمدده غرباً داخل خليج تادجورا، وداخل عفار عبر صدع

عسال المنكشف على السطح، واصلت حد الصفیحة النشطة على طول الجانب الغربی فی بلوك (كتلة) داناكيل، وارتبطت بالبحر الأحمر عند خلیج زولا.

ویوضح القاع المحوری فی خلیج عدن غرب ٤٥° شرقاً نسیجاً قاعياً معیزاً عند غرب شمال غرب-شرق جنوب شرق واتجاه شمال شرق-جنوب غرب لنطاق الكسر، وهذا ربما سبب بتصدع تمددی تكون تحت اتساع شمال شمال شرق-جنوب جنوب غرب لیشغل نطاق الضعف لیتأثر أو یتحكم بمغناطیسیة تحت قشریة تتجه منحرفة عن اتجاه الاتساع الموجود، وهذه المنطقة مازالت تتحكم فی انصهارات عفار.

وحالیا یتظهر مركز انتشار البحر الأحمر لیتمدد نجاه شمال البحر الأحمر لیصل مع تحول العقبة-المشرق، وفی شمال نطاق كسر زبرجد لا یوازى محور البحر الأحمر القاعی الحدود الساحلیة، ولكنه یتدیر بدرجة بسیطة فی اتجاه عقارب الساعة؛ لیكون تقرباً عمودياً على تحول العقبة-المشرق.

إن مجالات الضغط الحالية للصفیحة العربیة و صفیحة أفريقيا التي تفصل الآن الصفائح غیر المزدوجة تماماً، وأقصى ضغط أفقی موجه شمالاً-جنوباً فی الصفیحة العربیة، بینما یتجه شرقاً-غرباً فی مصر، وفی السودان غرب البحر الأحمر.

٧-٣: أبحاث مستقبلية (أبحاث یمكن إجراؤها فی المستقبل القریب):

یقدم نظام تصدع البحر الأحمر و خلیج عدن منظوراً مذهلاً حول کیفیة بداية التصدع فی الیئوسفیر القاری، وکیف یؤدی ذلك إلى تكوين حوض بحری أو محیطی جدید، وسوف تظل هناك احتیاجات غیر محدودة، وطرق غیر محدودة للأبحاث المستقبلیة فی هذه المنطقة، ونود أن نؤكد على العید من المشكلات الرئیسة التي یمكن الاهتمام بها باستخدام الأدوات الجیولوجیة، والجیوفیزیائیة الحالية، والتي سوف ینتج عنها تفهم جید لهذه الأحواض:

- التراكيب القشریة ثلاثیة الأبعاد للمفصلة الثلاثیة بعفار.

- الشكل والتوقيت التفصيلي للحركة داخل أنطقة الكسر بخليج عدن.
- التاريخ التفصيلي لمنطقة الحارات بالسعودية غير المؤرخة، والمصيدة السفلية لانصبهارات أشانجى فى أثيوبيا، والقواطع البازلتية الموسعة التى تمتد من اليمن إلى سيناء، بالأخص دراسات U-pb (اليورانيوم-الرصاص) للباديليت Baddeleyit. والزيركون وبلوراته الوحيدة يجب أن تؤخذ فى الاعتبار.
- التوقيت المفصل والتوزيع الزمني لحركات الرفع على طول حدود البحر الأحمر وخليج العقبة وخليج عدن.
- عمر أقدم طبقات متزامنة مع الصدع على طول نظم الصدع.
- عمر الرواسب المائلة لأحواض خليج العقبة فى الآبار العميقة.
- العمر والمضاهاة المفصلة للتتابعات التبخرية من منتصف إلى أواخر الميوسين.
- تفاصيل التراكيب القشرية من الحد لكل من أجزاء نظام الصدع.
- سبب وتاريخ التطور الحالى غير المتماثل للبحر الأحمر وحدوده القارية.
- النطاق الكامل للقشرة البحرية المحيطية داخل كل جزء من نظام الصدع، وطبيعة القشرة أسفل محور شمال البحر الأحمر.

معجم المصطلحات الجيولوجية

والمراجع والفهارس

معجم المصطلحات الجيولوجية الواردة في الكتاب (إنجليزي - عربي)

(A)

Aden rift	تصدع أو خسف عدن
Afar Plume	انصهار عفار
African - levant margin	حد أفريقيا - المشرق
Alluvial fans	المرارح الاطمانية
anhydrite	(كبريتات الكالسيوم المائية)
Anomaly (magnetic)	شذوذ الجاذبية أو المغناطيسية
Anticline fold	طية محدبة
Apatite	معدن الأباتيت
Aquitainian	الميوسين الأدنى
Arabia	الصفحة العربية
Arabian Craton	الرواسخ العربية
	أنهدريت
Asteroid trend	الاتجاه النجمي
Asymmetric	غير تماثلي
Axial trough	قاع محوري

(B)

Basalt	صخر البازلت البركاني
Basaltic flood	فيضانات بازلتية وفيها تتدمج الطفوح البازلتية مع بعضها وذلك في
	حيد منتصف المحيط مكونة منطقة بازلتية واسعة

Basement	الركيزة الأساسية
Basin	هو التفرع المناظر للبقعة والذي تميل فيه الطبقات في جميع الاتجاهات نحو نقطة مركزية.
Basin modeling	نمذجة الحوض
(Sub)basin	حوض فرعي/ شبه حوض
Bathymetric	متعلق بقياس الأعماق
Boundary	وهو الحد الذي يتحرك عليه الصفحتين بدون أحداث تشوه أو تدمير
	للثوسفير
Burdigalian	أواخر الميوسين الأدنى
Brain corals	مراجين مخية
(C)	
Carboniferous	العصر الكربوني
Carlsberg oceanic ridge	حيد كارلسبرج المحيطي
Cenozoic	حقب الحياة الحديثة
Chattian age	الاوليجوسين الأعلى
Cinder cone	مخروط الرماد (خاص بالبراكين)
Circa	تعلى حوالى
Collision	اصطدام الصفائح معاً
Continental crust	القشرة القارية
Coral terraces	المصاطب أو الشرفات البحرية المرجانية
Continental rifting	التصدع أو الخسف أو الانغلاق القارى
Converence	تقارب الصفائح التكتونية بعضها البعض
Cratonal strata	طبقات المكونة للرواسخ
Crust	الطبقة الخارجية الرقيقة جداً من الأرض

(D)

Deformation	التشوهات التي تصاحب الطبقات سواء بالكسر أو التلي
Dendritic coral	مراجين شجرية
Depression	منخفض
Detritus	فتات رسوية
Desert pavements	أرصفة صحراوية تتكون من حصيولاً الأقل من الحصى أزيل بفعل الرياح
Dextral fauets	صدوع يميلية
Digital elevations models	نموذج ارتفاعات رقمية
Diapirism (salt)	القباب الملحية
Dikes	القواطع النارية المتعامدة على الطبقات
Dip slip movement	حركة نزح الميل والحركة تكون موازية لميل الصدع
Disconformity	نوع من عدم التوافق فيه الطبقات التي تعلوه وتنفله موازية
Discontinuity	انقطاع
Divergent boundary	أحد الذي فيه يتحرك صفحتين بعيداً عن بعض ينتج عن ذلك صعود مواد من الستار لإنتاج قاع بحر جديد
Dolerite	الدوليريت
Domal	تركيب دائري يميل في كل الاتجاهات
Downthrow	رمية الصدع لأسفل
Drift (continental)	تباعد الصفائح أو القارات أو انجرافها

(E)

Enechelon faults	صدوع سلمية ترمى جميعها في اتجاه واحد فينشأ ترتيب سلمى للطبقات
Epoch	حقبة

Eurasia	الصفحة الأوربية الآسيوية
Eustatic	تذبذبات في مستوى سطح البحر
Escarpment	جرف
Ethiopian Plateau	الهضبة الأثيوبية
Evaporites	صخر رسوبي مكون نتيجة تبخر الماء
Exploration	آبار استكشافية
Era	دهر

(F)

Facies	السحذات الليتولوجية التي غالباً ما ترتبط ببيئة الترسيب
Felsic tuffs	الطف الغنى بالفلسبار والكوارتز
Ferricrete	تربة كرىونائية غنية بالحديد
Fluvial terraces	الشرفات النهرية
Fold	ثنية أو طى الطبقات
Foliated	نسيج مميز للصخور المتحولة (صفائح أو طى الطبقات)
Foot wall	حائط القدم للصدع
Formation	تكوين صخري
Fractional crystallization	التمايز أو التبلور النوعي للصهير.

(G)

Ga	بليون سنة
Gabbro	صخر ناري جوفي قاعدى
Glacial maxima	الفترات الجليدية القصوى
subglacial (d5,e5)	الفترات تحت الجليدية

Gneiss	صخر متحول تحول أقليمي
Gondwana	قارة جندوانا انفصلت عن أم القارات إلى الجنوب وهي الآن أفريقيا وأمريكا الجنوبية وأستراليا
Graben fault	صدع أخدودي أو خندقى

(H)

Half-graben	أنصاف الخنادق وفيها تنخفض الكتل بالنسبة لما يجاورها نتيجة صدع واحد فقط
Halokinesis	حركة المياه المالحة
Harrats	تدفقات بازلتية الحارات هي حرارة عالية جداً بالنسبة لما حولها فيها تندفع مادة الستار لأعلى مكونة براكين بعيدة عن الحيدود

Horst fault	تصدع
Hot spots	البقع الحارة توجد فى طبقات الستار العليا أماكن محدودة تتميز بدرجة

(I)

Ignimbrites	صخر نارى بركانى متكون من طف ملتحمة
Indian plate	الصفحة الهندية
Isochron	خط تساوى الزمن الذى يمثل عمر الصخر
Intial rift basin	الأحواض الناتجة من التصدع الأولى
Intraplate	داخل الصفحة التكتونية
Island arc	عندما تهمد البراكين المجاورة المتكونة عند منطقة الابتلاع تكون سلسلة
Isotopic data	من الجزر مجاورة للأخدود المحيطى هذا الجزء يسمى قوس الجزر معلومات عن النظائر المشعة

(K)

K-Ar	نظيرى بوتاسيوم-أرجون
------	----------------------

Kinetic energy طاقة مركبة المشعة

Kyr (thousand year)

(L)

Levant بلاد شرق البحر المتوسط من اليونان إلى مصر

Lithology الوصف الصخري

Lithosphere الغلاف الصخري - الجزء الخارجى الصلب من القشرة الأرضية

Lurasia القارة التى انفصلت عن أم القارات إلى الشمال وهى الآن آسيا وأوروبا وأمريكا الشمالية

(M)

Margin حافة أوحد

Mid - ocean ridge حيد منتصف المحيط

(N)

Neogene الحقبة النيوجينية

Neolithic العصر النيوليثى ٤٥٠٠ قبل الحاضر

Neotethyan البحر المتوسط الحديث

Normal faults صدع أو فالق عادى

Nubian shield الدرع النوبى

(O)

Oceanic crust القشرة المحيطية

Oceanic ridge الحيد المحيطى

Oceanic spreading انتشار محيطى

Oblique slip fault صدع (انزلاقى مائل)

الذى له حركة أفقية ورأسية

Offset الإزاحة الأفقية للصدع (بموازاة متجه الطبقة)

Offshore	العمق
Oligocene	عصر الأوليجوسين
Onshore	الساحل
Ophiolite	تجمع من رواسب بحرية عميقة مع لافا بازلتية مع قواطع بازلتية مع بريدوتيت وجابرو تدل في مجموعها أنها مشتقة من قشرة محيطية .
Orogeny	الحركة البنائية للجبال
Owen fracture zone (FZ)	نطاق كسر أوين
(P)	
Paleogene	حقبة زمنية تشمل عصور الباليوسين والايوسين والأوليوجوسين
Paleosol	تربة قديمة
Paleotethyan	البحر المتوسط القديم
Pangaea	أم القارات كانت محاطة بمحيط كبير
Penepplain	سهب أو سهل تختأى
Period	عصر
Peridotite	البريدوتيت
Permian	العصر البرمي
Planar coastal faults	فوالق ساحلية مستوية
Plate	صفحة تكتونية أو بنائية
Pluton	مجما صلبة
Plume	تصاعد انصهاري
Plunge	انحدار وهد (الطية)
Proto - rift	خسف أولى أو تصدع أولى
Pseudo - oceanic crust	قشرة محيطية كاذبة
Pyroclastic rocks	صخور رسوية بركانية

(Q)

Quaternary الحقب الرابعي

(R)

Recent العصر الحديث

Red beds طبقات حمراء اللون

Regional compression كبس أو ضغط إقليمي

Regression انحسار

Restoration أستعادة

Reverse faults صدوع معكوسة

Rhyolitic volcanism أنشطة بركانية رايوليتية

Ridge نفوذ - حيد

Rift system منطقة من القشرة يحصل عليها تباعد أو انفصال

Rift basins أحواض تصدعية

Rock unit الوحدات الصخرية

Rotational faults فوالق دوارة

Rupelian age الأوليجوسين الأدنى زمن

(S)

Santunian age العصر الكريتاسي الأعلى

Scoria cones مخاريط لافا صلبة ذات فقاعات

Seismic refraction / reflection data بيانات الانكسارات والانعكاسات (الزلزالية)

Shear zones منطقة قصية

Silicicatics الرواسب الفتاتية السيليكاتية

Simulation محاكاة

Sinistral movement حركة يسارية

Slip	إنزياح
Solidification	تصلد
Spreading centers	مراكز الانتشار
Subduction	نطاق الإيلاج لصفيحة محيطية أسفل آخر قارى
Summer insolation periods	فترات سطوع الشمس
Summer monsoons	الرياح الموسمية للصيفية
Suture	أنطقة ضعف فى الليثوسفير
Strike slip movement	حركة تزيح المضرب فى إتجاه أفقى والحركة تكون فى
	اتجاه مضرب الصدع
Syn - rift	خسف متزامن
Syrian arc fold	طيات القوس السورى
(T)	
Tectonostratigraphy	قطاع استراتيغراف تركيبى
Tertiary	الحقب الثلاثى ويشتمل على الباليوجين والنيوجين
Tethyan	البحر المتوسط
Tholeiitic magma	صهارة بازلتية الخالية من الأوليفين وهى صهارة أولية تبلورت
	عنها سلسلة صخور حدض المحيط الهادى
Thrust fault	صدع د ثر
Transcurrent=transverse faults	صدوع مستعرضة وهى التى يتحرك فيها
	الجانبان حركة أفقية وله زحزحة أفقية أو فسحة (تتراوح من أقل من سم الى الاف الأمتار)
Transgression	تقدم البحر
Throw	ازاحة رأسية، رمية
Transform faults	فوالق انتقالية أو تحويلية
Transverse strike slip movement	حركة تزيح مضرب عرضية

Triassic	العصر الترياسي
Trough	حوض بحري طولي الشكل يمتد أمام السواحل
Tuffs	طف بركاني
Transform fault	صدع تحول
	(U)
Uplift	حركة رفع تكتوني
	(V)
Velocity discontinuity	أختلاف السرعة
Volcanic vents	أعناق البراكين
Volcanism	أنشطة بركانية
	(W)
Wet periods	فترات مطيرة

أهم المراجع

أولاً المراجع باللغة العربية:

- ١ - و. ف. هيوم، نصرى مئرى شكرى، وإبراهيم عبد القادر وآخرون (١٩٢٥)، جيولوجية مصر - مكتبة الأنجلو.
- ٢ - معجم الجيولوجيا (١٩٨٦) مجمع اللغة العربية - الطبعة الثانية، ٤٧٣ صفحة.
- ٣ - نبيل يوسف (١٩٩١) بعض الظاهرات الجيومورفولوجية على السهل الساحلى للبحر الأحمر (جنوب خليج السويس، فى مصر) رسالة دكتوراه بكلية الأداب - جامعة عين شمس - غير منشورة.
- ٤ - أحمد شفيق الخطيب (١٩٩٥) قاموس الجيولوجية المصور - مكتبة لبنان ناشرون، ٣٢٨ صفحة.
- ٥ - عبد المحسن زيكو (٢٠٠١) جيولوجية مصر، دار الكتب.
- ٦ - عبد المنعم محمود (٢٠٠٦) رواسب البلايا بوادى جواسيس ومغزاها الجيواثرى - سفاجا، البحر الأحمر - مصر. (ملخص) ندوة الجيومورفولوجيا الثانية - الجمعية الجغرافية المصرية.

ثانياً المراجع الأجنبية:

- * Abbate, E., Ficarelli, G., Pirini Radrizzani, C, Salvietti, A., Torre, D., Turi, A., 1974. Jurassic sequences from the Somali coast of the Gulf of Aden. Riv. Ital. Paleont. 80, 409-478.
- * Abbate, E., Bruni, P., Fazzuoli, M., Sagri, M., 1988. The Gulf of Aden continental margin of northern Somalia: tertiary sedimentation, rifting and drifting. Memorie Societa Geologica Italiana a 31 (1986), 427-445.
- * Abbate, E., Passerini, P., Zan, J.L., 1995. Strike-slip faults in a rift area: transect in the Afar Triangle, East Africa. Tectonophysics 241,

- 67-97. Abbate, E., Balestrieri, M.L., Bigazzi, G., 2002. Morphostructural development of the Eritrean rift flank (southern Red Sea) inferred from apatite fission track analysis. *Journal of Geophysical Research* 107 (B11), 2319. doi:10.1029/2001JB001009.
- * Abbate, E., Papini, M., Passerini, P., Teweldemedhin, T., 2004. Late Cretaceous/pre-Oligocene pre-rift folds and detachments in the Danakil Horst (Eritrea). In: 32nd International Geological Congress, Abstract volume, pt. 1, abs. 138-2, p. 627.
- * Abdallah, A.M., El Adindani, A., Fahmy, N., 1963. Stratigraphy of the Lower Mesozoic rocks western side of the Gulf of Suez, Egypt. Geological Survey and Mineral Research Department, United Arab Republic (Egypt), Paper 27, 23 p.
- * Abdel Khalek, M.L., Abdel Wahed, M., Sehim, A., 1993. Wrenching deformation and tectonic setting of the Northwestern part of the Gulf of Aqaba. Geodynamics and sedimentation of the Red Sea-Gulf of Aden Rift system. Geological Survey Egypt Special Publication 1, 409- 445.
- * Abdel Malik, W.M., 1981. Lower/Middle Miocene boundary in the Gulf of Suez region, Egypt. *Newsletter Stratigraphy* 10, 156-163.
- * Abdelsalam, M.G., Stern, R., 1996. Sutures and shear zones in the Arabian-Nubian Shield. *Journal of African Earth Sciences* 23, 289-310.
- * Abelson, M., Agnon, A., 1997. Mechanics of oblique spreading and ridge segmentation. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 405-421.
- * Abul Nasr, R.A., 1990. Re-evaluation of the Upper Eocene rock units in west central Sinai, Egypt. *Ain Shams University, Earth Science Series* 4, 234-247.
- * Acton, G.D., Stein, S., Engeln, J.F., 1991. Block rotation and con-

- tinental extension in Afar: a comparison to oceanic microplate systems. *Tectonics* 10, 501-526.
- * Adams, R., 1994. The Seismicity of Egypt, Arabia and the Red Sea, A Historical Review. Cambridge University Press, 181 p. Andrawis, S.F.,
 - * Al-Amri, A., Schult, F., Bufe, C., 1991. Seismicity and aeromagnetic features of the Gulf of Aqaba (Elat) region. *Journal of Geophysical Research* 96, 20,179-20,185.
 - * Ali Kassim, M., 1991. Oligo-Miocene sedimentation in the Boosaa-so and Qandala Basin, Gulf of Aden, NE Somalia. In: *Geologia del Basamento Italiano-Convegno in onore di Tommaso Cocozza, Siena (Abstract)*, 87.
 - * Ali Kassim, M., 1993. I bacini Oligo-Miocenici della Somalia nordorien- tale; evoluzione sedimentaria e strutturale. Ph.D. Thesis, IV Ciclo, Dip. Sc. Terra Università di Siena, Biblioteca Nazionale, Firenze, Roma.
 - * Al-Kadasi, M., 1995. Temporal and spatial evolution of the basal flows of the Yemen Volcanic Group. Ph.D. Thesis, University of London, 301 pp.
 - * Al-Subbary, A., Nichols, G., Bosence, D., 1994. Contribution to the lithology and paleogeography of Tawilah Group, Yemen. 14th International Sedimentological Congress, Recife, Brazil, August 1994, Abstracts G.2-G.3.
 - * Al-Subbary, A.K., Nichols, G.J., Bosence, D.W.J., Al-Khadasi, M., 1998. Pre-rift doming, peneplanation or subsidence in the southern Red Sea? Evidence from the Medj-Zir Formation (Tawilah Group) of western Yemen. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London, pp. 119-134.
 - * Al-Thour, K.A., 1997. Facies sequences of the Middle-Upper Ju-

rassic carbonate platform (Amran Group) in the Sana'a region, Republic of Yemen. Marine and Petroleum Geology 14, 643-660. Kambraseys.

- * Andres, W., Radtke, U., 1988. Quartare Strandterrassen an der Kttste des Gebel Zeit (Golf von Suez/Agypten). Erdkunde 42, 7-16.
- * Arthaud, F., Choukroune, P., Robineau, B., 1980. Evolution structurale de la zone d'Arta (Rep de. Djibouti). Bulletin Societe geologique de France 7, XX11, 6, 909-915.
- * Arvidson R., Becker. R., Shanaa brook, , A. luow., struchio, N., sultan, M., lofty., Mahamoud, A. El Alf, Z (1994) climatic, eustatic and tectonic controls on quaternary deposits and land forms, red sea coast, Egypt journal of geophysical research, vol. 99, No. B6, pages: 12, 175 - 12.190
- * Audin, L., 1999. Penetration de la dorsale d'Aden dans la depression Afar entre 20 et 4 Ma. Ph.D. Thesis, Universite de Paris 7 et institut de Physique du Globe de Paris, Paris, 278 p.
- * Audin, L., Tapponnier, P., Manighetti, L., Metivier, F., Huchon, P., 2001. Fault propagation and climatic control of sedimentation on the Ghoubbet Rift floor: insights from the Tadjouraden cruise. Geophysical Journal International 144, 391-413. Audin, L., Quidelleur, X., Coulie, E., Courtillot, V., Gilder, S., Manighetti, L., Gillot, P.-Y., Tapponnier, P., Kidane, T., 2004. Paleomagnetism and K-Ar and 40Ar/39Ar ages in the Ali Sabieh area (Republic of Djibouti and Ethiopia): constraints on the mechanism of Aden ridge propagation into southeastern Afar during the last 10 Myr. Geophysical Journal International 158, 327-345.
- * Azzaroli, A., 1958. L'Oligocene e il Miocene della Somalia, Stratigrafia, Tettonica, Paleontologia (Macroforaminiferi, Coralli, Molluschi). Palaeontologica Italica 52, 1-142.
- * Azzaroli, A., 1968. On the evolution of the Gulf of Aden. In: International Geological Congress Report of Sessions 23rd, vol. 1, pp. 125-134.

- * Baker, J., Menzies, M., Snee, L., 1994. Stratigraphy, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of flood volcanism in Yemen. *Mineralogical Magazine* 58A, 42-43.
- * Baker, J., Snee, L., Menzies, M., 1996. A brief Oligocene period of flood volcanism in Yemen: implications for the duration and rate of continental flood volcanism at the Afro-Arabian triple junction. *Earth and Planetary Science Letters* 138, 39-55.
- * Baldridge, S., Eyal, Y., Bartov, Y., Steinitz, G., Eyal, M., 1991. Miocene magmatism of Sinai related to the opening of the Red Sea. *Tectonophysics* 197, 181-201.
- * Barakat, M.G., Darwish, M., El Barkooky, A.N., 1988. Lithostratigraphy of the Post Carboniferous-Pre Cenomanian clastics in west central Sinai and Gulf of Suez, Egypt. In: *Proc. 8th Exploration Conf. Egyptian General Petroleum Corporation, Cairo, November, 1986, vol. 1, pp. 380-405.*
- * Barberi, F., Borsi, S., Ferrara, G., Marinelli, G., Santacroce, R., Tazieff, H., Varet, J., 1972b. Evolution of the Danakil Depression (Afar, Ethiopia) in light of radiometric age determinations. *Journal of Geology* 80, 720-729.
- * Barberi, F., Tazieff, H., Varet, J., 1972a. Volcanism in the afar Depression: its tectonic and magmatic significance. *Tectonophysics* 15, 19-29.
- * Barberi, F., Borsi, S., Ferrara, G., Marinelli, G., Santacroce, R., Tazieff, H., Varet, J., 1973. Evolution of the Danakil Depression (Afar, Ethiopia) in light of radiometric age determinations: a reply. *Journal of Geology* 81, 749-751. Barberi, F., Bonatti, E., Marinelli, G., 1974. Transverse tectonics during the split of continent: data from the Afar rift. *Tectonophysics* 23, 17-19.
- * Barberi, F., Santacroce, R., Varet, J., 1975. Structural evolution of the Afar triple junction. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), *Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on*

- the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 38-54.
- * Barberi, F., Varet, J., 1975. Nature of the Afar crust: a discussion. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 375-378.
 - * Barberi, F., Varet, J., 1977. Volcanism of Afar: small-scale plate tectonics implications. Bulletin of the Geological Society of America 88, 1251-1266.
 - * Bartov, Y., Steinitz, G., Eyal, M., Eyal, U., 1980. Sinistral movement along the Gulf of Aqaba-its age and relation to the opening of the Red Sea. Nature 285, 220-221.
 - * Basahel, A.N., Bahafzallah, A., Jux, U., Omara, S., 1982. Age and structural setting of a Proto-Red Sea embayment. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 8, 456-468.
 - * Bayer, H.-J., Hotzl, H., Jado, A.R., Roscher, B., Voggenreiter, W., 1986. Sedimentare und strukturelle Entwicklung des nordlichen Roten Meer Graben. Berichtsband 1984-1986. Sonderforschungsbereich 108 "Spannung und Spannungsumwandlung in der Lithosphäre", Univ. Karlsruhe, pp. 893-918.
 - * Bayer, H.-J., Hotzl, H., Jado, A.R., Roscher, B., Voggenreiter, W., 1988. Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea margin. Tectonophysics 153, 137-151.
 - * Bellahsen, N., Faccenna, C., Funiciello, F., Daniel, J.-M., Jolivet, L., 2004. Why did Arabia separate from Africa?: insights from 3-D laboratory experiments. Earth and Planetary Science Letters 216, 365-381.

- * Ben-Avraham, Z., 1985. Structural framework of the Gulf of Elat (Aqaba), Northern Red Sea. *Journal of Geophysical Research* 90, 703-726.
- * Ben-Avraham, Z., Almagor, G., Garfunkel, Z., 1979. Sediments and structure of the Gulf of Elat (Aqaba), northern Red Sea. *Sedimentary Geology* 23, 239-267.
- * Berckhemer, H., Baier, B., Bartelsen, H., Behle, A., Burkhardt, H., Gebrande, H., Makris, J., Menzel, H., Miller, H., Vees, R., 1975. Deep seismic soundings in the Afar region and on the highland of Ethiopia. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), *Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems*, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 89-107.
- * Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher 111, C.C., Aubry, M.-P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, vol. 54, pp. 129-212.
- * Berhe, S.M., 1986. Geologic and geochronologic constraints on the evolution of the Red Sea-Gulf of Aden and Afar Depression. *Journal of African Earth Sciences* 5, 101-117.
- * Beydoun, Z.R., 1964. The stratigraphy and structure of the eastern Aden protectorate. *Overseas Geology and Mineral Resources Bulletin Supplement* 5, HMSO, London, 107 p.
- * Beydoun, Z.R., 1966. Eastern Aden Protectorate and part of Dhufar. In: *Geology of the Arabian Peninsula Professional Paper 560H*, US Geological Survey, H1-H49. Beydoun, Z.R., Greenwood, J.E.G.W., 1968. Aden Protectorate and Dhufar. In: Dubertret, L. (Ed.), *Lexique Stratigraphique International*, vol. 3. CNRS, Paris, p. 128.

- * Beydoun, Z.R., Bichan, H.R., 1970. The geology of Socotra Island, Gulf of Aden. Quarterly Journal of the Geological Society, London 125, 413-446.
- * Beydoun, Z.R., 1970. Southern Arabia and northern Somalia: comparative geology. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A267, 267-292.
- * Beydoun, Z.R., 1978. Southern Arabia and northern Somalia: comparative geology. Philosophical Transactions of the Royal Society (London) Series A, 267-292. Beydoun, Z.R., Sikander, 1992. The Red Sea-Gulf of Aden: re-assessment of hydrocarbon potential. Marine and Petroleum Geology 9, 474-485.
- * Beydoun, Z.R., As-Sasuri, M.L., Baraba, R.S., 1996. Sedimentary basins of the Republic of Yemen: their structural evolution and geological characteristics. Rev. Inst. Fr. Pet. 51.
- * Beydoun, Z.R., 1997. Introduction to the revised Mesozoic stratigraphy and nomenclature for Yemen. Marine and Petroleum Geology 14, 617-629.
- * Beyth, M., 1972. Paleozoic-Mesozoic sedimentary basin of Mekele Outlier, northern Ethiopia. Bulletin American Association of Petroleum Geologists 56, 2426-2439.
- * Bishay, Y., 1966. Studies on the larger foraminifera of the Eocene (the Nile Valley between Assiut and Cairo and SW Sinai. Ph.D. Thesis, Alexandria University.
- * Black, R., Morton, W.H., Hailu, T., 1974. Early structure around the Afar triple junction. Nature 248, 496-497.
- * Black, R., Morton, W.H., Rex, D.C., 1975. Block tilting and volcanism within the Afar in the light of recent K/Ar age data. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1.

- E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 296-299.
- * Blank, H.R., 1978. Aeromagnetic and geologic study of Tertiary dykes and related structures on the Arabian margin of the Red Sea. In: Red Sea Research 1970-1975. Saudi Arabian Director General of Mineral Resources Bulletin G1-G18.
 - * Blow, W.H., 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: Bronniman, R., (Ed.), Proc. First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967, Brill, Leiden, 1, 199-421.
 - * Bohannon, R.G., 1986. Tectonic configuration of the western Arabian continental margin, southern Red Sea. *Tectonics* 5, 477-499.
 - * Bohannon, R.G., Naeser, C.W., Schmidt, D.L., Zimmerman, R.A., 1989. The timing of uplift, volcanism, and rifting peripheral to the Red Sea: a case for passive rifting? *Journal of Geophysical Research* 94, 1683-1701.
 - * Bonatti, E., 1985. Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift. *Nature* 316, 33.
 - * Bonatti, E., Colantoni, P., Vedova, D., Taviani, M., 1984. Geology of the Red Sea transitional zone (22°N-25°N). *Oceanogr. Acta* 7, 385.
 - * Bosellini, A., 1986. East Africa continental margins. *Geology* 14, 76-78.
 - * Bosellini, A., 1989. The continental margins of Somalia (structural evolution and sequence stratigraphy). *Memorie di Scienze Geologiche gia Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Universita di Padova* 41, 373-58.
 - * Bosellini, A., 1992. The continental margins of Somalia: structural evolution and sequence stratigraphy. In: Watkins, J.S., Ziqiang, F., McMillen, KJ. (Eds.), *Geology and Geophysics of Continental Mar-*

- gins, vol. 53. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 185-205.
- * Bosellini, A., Russo, A., Fantozzi, P.L., Assefa, G., Solomon, T., 1997. The Mesozoic succession of the Mekele Outlier (Tigre Province, Ethiopia). *Memorie di Scienze Geologiche* 49, 95-116.
 - * Bosence, D.W.J., Nichols, G., Al-Subbary, A.-K., Al-Thour, K.A., Reeder, M., 1996. Synrift continental to marine depositional sequences, Tertiary, Gulf of Aden, Yemen. *Journal of Sedimentary Research* 66, 766-777.
 - * Bosence, D.W.J., 1997. Mesozoic rift basins of Yemen. *Marine and Petroleum Geology* 14, 611-616.
 - * Bosence, D.W.J., Al-Awah, M.H., Davison, I., Rosen, B.R., Vita-Finzi, C., Whittaker, E., 1998. Salt domes and their control on basin margin sedimentation: a case study from the Tihama plain, Yemen, in: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins-Red Sea-Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London, pp. 448-466.
 - * Bosworth, W., 1992. Mesozoic and early Tertiary rift tectonics in East Africa. *Tectonophysics* 209, 115-137.
 - * Bosworth, W., Strecker, M.R., Blisniuk, P.M., 1992. Integration of East African paleo and present-day stress data: Implications for continental stress field dynamics. *Journal of Geophysical Research* 97, 11851-118.
 - * Bosworth, W., 1993. Nature of the Red Sea crust: A controversy revisited: Comment. *Geology* 21, 574-575.
 - * Bosworth, W., 1994. A model for the three-dimensional evolution of continental rift basins, north-east Africa, in: Schandelmeier, H., Stern, R.J., (Eds.), *Geology of Northeast Africa (Part 2)*, *Geologische Rundschau* 83, 671-688.
 - * Bosworth, W., 1995. A high-strain rift model for the southern Gulf

- of Suez (Egypt). In: Lambiase, J.J., (Ed.), *Hydrocarbon Habitat in Rift Basins*. Geological Society (London) Special Paper 80, 75-112.
- * Bosworth, W., Taviani, M., 1996. Late Quaternary reorientation of stress field and extension direction in the southern Gulf of Suez, Egypt: Evidence from uplifted coral terraces, mesoscopic fault arrays, and borehole breakouts. *Tectonics* 15, 791-802.
- * Bosworth, W., Darwish, M., Crevello, P., Taviani, M., Marshak, S., 1996. Stratigraphic and structural evolution of Zabargad Island (Red Sea, Egypt) since the Early Cretaceous: In: Youssef, El S.A., (Ed.), *Proceedings of the Third International Conference on Geology of the Arab World* 1, 161-190.
- * Bosworth, W., Strecker, M.R., 1997. Stress Field Changes in the Afro-Arabian Rift System during the Miocene to Recent Period: In: Fuchs, K., Altherr, R., Mueller, B., Prodehl, C., (Eds.), *Structure and dynamic processes in the Uthosphere of the Afro-Arabian rift system*, *Tectonophysics* 278, 47-62.
- Bosworth, W., Crevello, P., Winn Jr., R.D., Steinmetz, J., 1998. Structure, sedimentation, and basin dynamics during rifting of the Gulf of Suez and northwestern Red Sea. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London, pp. 77-96.
- * Bosworth, W., McClay, K., 2001. Structural and stratigraphic evolution of the Gulf of Suez rift, Egypt: A synthesis. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S., (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, *Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris* 186, 567-606.
- * Bosworth, W., el Sharkawy, M., Sehim, A., 2002. Geology and archaeology of the western Gulf of Suez and the Red Sea rift margin, pharaonic gold mines and Valley of the Dead, October 31-November 3: field guide for Field Trip 9: American Association of

Petroleum Geologists International Petroleum Conference and Exhibition, Cairo, October 22nd-24th 1982-B*.

- * Bosworth, W. Huchon, P. McCay, K. (2005) The Red Sea And Gulf Of Aden Basins journal of African Earth Sciences 4, 334 - 378.
- * Bott, M.H.P., 1992. The stress regime associated with continental breakup. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), Magmatism and the Causes of Continental Break-up, Geological Society, London, Special Publications 68, 125-136.
- * Bott, W.F., Smith, B.A., Oakes, G., Sikander, A.H., Ibrahim, A.I., 1992. The tectonic framework and regional hydrocarbon prospectivity of the Gulf of Aden. Journal of Petroleum Geology 15, 211-243.
- * Brannan, J., Gerdes, K.D., Newth, I.R., 1997. Tectono-stratigraphic development of the Qamar basin, Eastern Yemen. Marine and Petroleum Geology 14, 701-730.
- * Brown, G.F., Jackson, R.O., 1960. The Arabian Shield. In: Proceedings of the 21st International Geological Congress, Copenhagen, Section 9, 69-77.
- * Brown, G.F., Schmidt, D.L., Huffinan, A.C.J., 1989. Shield area of western Saudi Arabia, Geology of the Arabian Peninsula. US Geological Survey Professional Paper 560-A.
- * Brueckner, H.K., Bonatti, E., Elhaddad, M.A., Hamelin, B., Kroner, A., Reisberg, L., Seyler, M., 1996. A Nd, Sr, Pb and Os study of the gneisses and ultramafic rocks of Zabargad Island, Red Sea: Miocene Moho or Pan African peridotites. Journal of Geophysical Research.
- * Bruni, P., Abbate, E., Hussein, A.S., Fazzouli, M., Sagri, M., 1987. The geological map of the Daban basin, northern Somalia. 1:100,000 scale, 1 color sheet, Selca, Florence.
- * Bunter, M.A.G., Abdel Magid, A.E.M., 1989. The Sudanese Red Sea: 1. New developments in stratigraphy and petroleum-geological evolution. Journal of Petroleum Geology 12, 145-166.

- * Bunter, M.A.G., Debretson, T., Woldegiorgis, L., 1998. New developments in the pre-rift prospectivity of the Eritrean Red Sea. *Journal of Petroleum Geology* 21, 373-400.
- * Burke, K., Dewey, J.F., 1973. Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *Journal of Geology* 81, 406-433.
- * Burke, K., engor, A.M.C., 1978. Relative timing of rifting on earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters* 5, 419-421.
- * Burke, K., 1996. The African plate. *South African Journal of Geology* 99, 341-409.
- * Camp, V.E., Hooper, P.R., Roobol, M.J., White, D.L., 1987. The Medina eruption, Saudi Arabia: magma mixing and simultaneous extrusion of three basaltic chemical types. *Bulletin of Volcanology* 49, 489-508.
- * Camp, V.E., Roobol, M.J., 1989. The Arabian continental alkali basalt province: Part I. Evolution of Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia. *Geological Society of America Bulletin* 101, 71-95.
- * Camp, V.E., Roobol, M.J., Hooper, P.R., 1991. The Arabian continental alkali basalt province: Part 11. Evolution of Harrats Khaybar, Ithnayn, and Kura, Kingdom of Saudi Arabia. *Geological Society of America Bulletin* 103, 363-391.
- * Canuti, P., Gregnanin, A., Piccirillo, E.M., Sagri, M., Tacconi, P., 1972. Volcanic intercalation in the Mesozoic sediments of the Kulubi area (Harrar, Ethiopia). *Bollettino della Societa Geologica Italiana* 91, 603-614.
- * Capaldi, G., Chiesa, S., Manetti, P., Piccardo, G.B., 1983. Preliminary investigations on volcanism of the Sadah region (Yemen Arab Republic). *Bulletin of Volcanology* 46 (4), 413-427.
- * Capaldi, G., Chiesa, S., Conticelli, S., Manetti, P., 1987b. Jabal an

- Nar: an upper Miocene volcanic center near al Mukha (Yemen Arab Republic). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 31, 345-351.
- * Capaldi, G., Chiesa, S., Manetti, P., Orsi, G., Poli, G., 1987a. Tertiary anorogenic granites of the western border of the Yemen Plateau. *Lithos* 20, 433-444.
- * Carbone, F., Matteucci, R., Angelucci, A., 1998. Present-day sedimentation on the carbonate platform of the Dahlak Islands, Eritrea. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London, pp. 524-536.
- * Carella, R., Scarpa, N., 1962. Geological results of exploration in Sudan by Agip Mineraria. *Proceedings of the 4th Arab Petroleum Congress, Beirut 27 (B3)*, 23 p.
- * Chase, C.G., 1978. Plate kinematics: the Americas, East Africa, and the rest of the world. *Earth and Planetary Science Letters* 37, 355-368.
- * Chazot, G., Bertrand, H., 1995. Genesis of silicic magmas during Tertiary continental rifting in Yemen. *Lithos* 36, 69-84.
- * Chernet, T., Hart, W.K., Aronson, J.L., Walter, R.C., 1998. New age constraints on the timing of volcanism and tectonism in the northern Main Ethiopian Rift-southern Afar transition zone (Ethiopia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 80, 267-280.
- * Chessex, R., Delaloye, M., Muller, J., Weidmann, M., 1975. Evolution of the volcanic region of Ali Sabieh (T.F.A.I.) in the light of K-Ar age determination. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), *Afar Depression of*
- * Chiesa, S., La Volpe, L., Lirer, L., Orsi, G., 1983. Geology of the Dhamar-Rada Volcanic Field, Yemen Arab Republic. *N. Jahrbuch Geol. Palaont. Mh.* 8, 481-494.

- * Chorowicz, J., Collet, B., Bonavia, F., Korme, T., 1999. Left-lateral strike-slip tectonics and gravity induced individualisation of wide continental blocks in the western Afar margin. *Eclogae geologicae Helveticae* 92, 149-158.
- * Chorowicz, J., this issue. East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jafrearsci. 2005.07.019.
- * Choukri, A., Reyss, J.-L., Plaziat, J.-C., Datations radiochimiques des hauts niveaux marins de la rive occidentale du Nord de la Mer Rouge au moyen de radicles d'oursin, C.R., 1995. *Acad. Sci. Paris* 321 (serie lia), 25-30.
- * Choukroune, P., Francheteau, J., Auvray, B., Auzende, J.M., Brun, J.P., Sichler, B., Arthaud, F., Lepine, J.C., 1988. Tectonics of an incipient oceanic rift. *Marine Geophysical Research* 9, 147-163.
- * Choy, G.L., Kind, R., 1987. Rupture complexity of a moderate sized (mb = 6.0) earthquake: broad-band body-wave analysis of the North Yemen earthquake of 13 December 1982. *Bulletin of the Seismological Society of America* 77, 28-46.
- * Chu, D., Gordon, R.G., 1998. Current plate motions across the Red Sea. *Geophysical Journal International* 135, 313-328.
- * Civetta, L., De Fino, M., Gasparini, P., Ghiara, M.R., La Volpe, L., Lirer, L., 1975. Geology of central-eastern Afar (Ethiopia). In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), *Afar Depression of Ethiopia*, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 201-206.
- * Civetta, L., De Fino, M., La Volpe, L., Lirer, L., 1974. Geochemical trends in the alkali basaltic suite of the Assab range (Ethiopia). *Chem. Geol.* 13, 149-162.
- * Clark, M.D., 1986. Explanatory notes to the geologic map of the Al Bad* Quadrangle, sheet 28A, Kingdom of Saudi Arabia. Saudi Ara-

bian Deputy Ministry for Mineral Resources Geoscience Map Series GM-81 A, C, scale 1:250,000, 46 p.

- * CNR-CNRS Afar team, 1973. Geology of northern Afar (Ethiopia). *Revue de Geographic Physique et de Geologic Dynamique* 15(2), 443-490.
- * CNR-CNRS, 1975. Geological maps of Afar: 1, Northern Afar (1971); 2, Central and southern Afar (1975), La Celle St. Cloud, France, Geotechnip.
- * Cochran, J.R., 1981. The Gulf of Aden: structure and evolution of a young ocean basin and continental margin. *Journal of Geophysical Research* 86, 263-288.
- * Cochran, J.R., 1982. The magnetic quiet zone in the eastern gulf of Aden: implications for the early development of the continental margin. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 68, 171-201.
- * Cochran, J.R., 1983. A model for development of the Red Sea. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists* 67, 41-69.
- * Coleman, R.G., 1974. Geologic background of the Red Sea. In: Burke, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer, Berlin, pp. 813-819.
- * Coleman, R.G., Hadley, D.G., Fleck, R.G., Hedge, C.E., Donate, M.M., 1979. The Miocene Tihama Asir ophiolite and its bearing on the opening of the Red Sea. *Institute of Applied Geology Bulletin, Jeddah* 3, 173-186.
- * Coleman, R.G., Gregory, R.T., Brown, G.F., 1983. Cenozoic volcanic rocks of Saudi Arabia. *USGS Open-File Report* 83-788, 82 p.
- * Coleman, R.G., 1993. Geologic evolution of the Red Sea. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, vol. 24. Oxford University Press, Oxford, 186 p.
- * Collet, B., Taud, H., Parrot, J.F., Bonavia, F., Chorowicz, J., 2000.

- A new kinematic approach for the Danakil Block using a digital elevation model representation. *Tectonophysics* 316, 343-357.
- * Coulie, E., Quidelleur, X., Gillot, P.-Y., Courtillot, V., Lefevre, J.-C., Chiesa, S., 2003. Comparative K-Ar and Ar/Ar dating of Ethiopian and Yemenite Oligocene volcanism: implications for timing and duration of the Ethiopian traps. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 477-492.
 - * Courtillot, V., Galdeano, A., Le Mouel, J.L., 1980. Propagation of an accreting plate boundary: a discussion of new aeromagnetic data in the gulf of Tadjoura and southern Afar. *Earth and Planetary Science Letters* 47, 144-160.
 - * Courtillot, V., Armijo, R., Tapponnier, P., 1987. Kinematics of the Sinai triple junction and a two phase model of Arabia-Africa rifting. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society, London, Special Publication 559-573.
 - * Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P., Besse, J., 1999. On causal links between flood basalts and continental break-up. *Earth and Planetary Science Letters* 166, 177-195.
 - * D'Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M., Gente, P., 2005. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data. *Geophysics Journal International* 160, 869-890.
 - * Daggett, P., Morgan, P., Boulos, F.K., Hennin, S.F., El-Sherif, A.A., El-Sayed, A.A., Basta, N.Z., Melek, Y.S., 1986. Seismicity and active tectonics of the Egyptian Red Sea margin and the northern Red Sea. *Tectonophysics* 125, 313-324.
 - * Darwish, M., 1992. Facies developments of the Upper Paleozoic-Lower Cretaceous sequences in the Northern Galala Plateau and evidences for their hydrocarbon reservoir potentiality, Northern Gulf of Suez, Egypt. *Proceedings 1st International Conference on Geology*

of the Arab World, vol. 1. Cairo University, Cairo, pp. 75-214.

- * Darwish, M., El Araby, A., 1993. Petrography and diagenetic aspects of some siliciclastic hydrocarbon reservoirs in relation to rift-ing of the Gulf of Suez, Egypt. Geodynamics and sedimentation of the Red Sea-Gulf of Aden Rift System. Geologic Survey Egypt Spe-cial Publication 1, 155-187.
- * Darwish, M., 1994. Cenomanian-Turonian sequence stratigraphy, basin evolution and hydrocarbon potentialities of Northern Egypt. Proceedings of the 2nd International Conference on Geology of the Arab World, vol. 3. Cairo University, Cairo, Egypt, pp. 315-362.
- * Dauteuil, O., Huchon, P., Quemeneur, F., Souriot, T., 2001. Prop-agation of an oblique spreading center: the western Gulf of Aden. Tectonophysics 332, 423-442.
- * Davison, I., Al-Kadasi, M., Al-Khirbash, S., Al-Subbary, A.K., Baker, J., Blakey, S., Bosence, D., Dart, C., Heaton, R., McClay, K., Menzies, M., Nichols, G., Owen, L., Yelland, A., 1994. Geological evolution of the southeastern Red Sea Rift margin, Republic of Yemen. Geological Society of America Bulletin 106, 1474-1493.
- * Davison, I., Bosence, D., Alsop, I., Al-Aawah, M. J., 1996. Def-ormation and sedimentation around active Miocene salt diapirs on the Tihama Plain, northwest Yemen. In: Alsop, I., Blundell, D., Davison, I. (Eds.), Salt tectonics, Geological Society (London) Spe-cial Publication 100, 23-39.
- * Davison, I., Tatnell, M.R., Owen, L.A., Jenkins, G., Baker, J., 1998. Tectonic geomorphology and rates of crustal processes along the Red Sea margin, north-west Yemen. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), Sedimentation and Tectonics in Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, pp. 595-612.
- * De Sitter, L.U., 1962. Structural development of the Arabian Shield in Palestine. Geologic en Mijnbouw 41, 116-124.

- * Delibrias, G., Marinelli, G., Stieltjes, L., 1975. Spreading rate of the Asal Rift: a geological approach, Stuttgart. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 214-221.
- * De Chabaliér, J.-B., Avouac, J.-P., 1994. Kinematics of the Asal rift (Djibouti) determined from the deformation of Fieale volcano. *Science* 265, 1677-1681.
- * DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International* 101, 425-478.
- * Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A., Grandjacquet, C., Shortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Perchersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123, 241-315.
- * Dewey, J.F., Bird, J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research* 75, 2625-2647.
- * Dixon, T.H., Stern, R.J., Hussein, I.M., 1987. Control of Red Sea rift geometry by Precambrian structures. *Tectonics* 6, 551-571.
- * Dow, D.B., Beyth, M., Hailu, T., 1971. Palaeozoic glacial rocks recently discovered in northern Ethiopia. *Geological Magazine* 108, 53-60.
- * Dubertret, J.L., 1932. Les formes structurales de la Syrie et de la Palestine. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Paris 195, 66 p.
- * Dubertret, J.L., 1970. Review of structural geology of the Red Sea and surrounding area. *Philosophical Transactions of the Royal Society (London)* A 267, 9-20.

- * Dullo, W.-C., Hotzl, H., Jado, A.R., 1983. New stratigraphical results from the Tertiary sequence of the Midyan area, NW Saudi Arabia. Newsletter Stratigraphy 12, 75-83.
- * Dullo, W.-C, 1990. Facies, fossil record, and age of Pleistocene reefs from the Red Sea (Saudi Arabia). Facies 22, 1-46.
- * Dullo, W.-C., Montaggioni, L., 1998. Modern Red Sea coral reefs: a review of their morphologies and zonation. In: Purser, B.H., Boscence, D.WJ. (Eds.), Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden. Chapman and Hall, London, pp. 583-594.
- * Eagles, G., Gloaguen, R., Ebinger, C., 2002. Kinematics of the Danakil microplate. Earth and Planetary Science Letters 203, 607-620.
- * Ebinger, C.J., Yemane, T., WoldeGabriel, G., Aronson, J.L., Walter, R.C., 1993. Late Eocene-Recent volcanism and faulting in the southern main Ethiopian rift. Journal of the Geological Society, London 150, 99-108.
- * EGPC, X., 1964. Oligocene and miocene rock-stratigraphy of the Gulf of Suez region. Consultative Stratigraphic Committee of the Egyptian General Petroleum Corporation, Cairo, Report E.R. 575, 1-142.
- * El Gezeery, M.N., Marzouk, I.M., (Eds.), 1974. Miocene rock stratigraphy of Egypt, The Stratigraphic Sub-Committee of the National Committee of Geological Sciences of Egypt. Egyptian Journal of Geology 18, 1-59.
- * El Tarabili, E., Adawy, N., 1972. Geologic history of the Nukhul-Baba area, Gulf of Suez, Egypt. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 56, 882-902.
- * El-Nakhal, HA., 1988. Stratigraphy of the Tawilah formation (Cretaceous-Paleocene) in the Yemen Arab Republic. M.E.R.C. Ain Shams University. Earth Science Series 2, 161-171.
- * El-Shinnawi, M.A., 1975. Planktonic foraminifera from the Miocene

Globigerina Marl of Hurgada Well-134, Eastern Desert, Egypt. In: Proceedings of the 5th African Colloquium on Micropalaeontology, Addis-Ababa, April 1972, Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras 7, 199-224.

- * Evans, A.L., 1988. Neogene tectonic and Stratigraphic events in the Gulf of Suez rift area, Egypt. *Tectonophysics* 153, 235-247.
- * Eyal, M., Eyal, Y., Bartov, Y., Steinitz, G., 1981. Tectonic development of the western margin of the Gulf of Elat (Aqaba) rift. *Tectonophysics* 80, 39-66.
- * Falvey, D.A., 1974. The development of continental margins in plate tectonic theory. *Journal Australian Petroleum Exploration Association* 14, 95-106.
- * Fantozzi, P.L., 1992. Da rifting continentale a rifting oceanico: studio dell'evoluzione strutturale dei margini passivi del Golfo di Aden. Ph.D. Thesis, IV Ciclo, Dip. Sc. Terra Università di Cagliari, Torino, Siena, Biblioteca Nazionale, Firenze, Roma.
- * Fantozzi, P.L., 1996. Transition from continental to oceanic rifting in the Gulf of Aden: structural evidence from field mapping, in Somalia and Yemen. *Tectonophysics* 259, 285-311.
- * Fantozzi, P.L., Sgavetti, M., 1998. Tectonic and sedimentary evolution of the eastern Gulf of Aden continental margins: new structural and stratigraphic data from Somalia and Yemen. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London, pp. 56-76.
- * Fantozzi, P.L., Ali Kassim, M., 2002. Geological mapping in north-eastern Somalia (Midjiurtinia region): field evidence of the structural and paleogeographic evolution of the northern margin of the Somalian plate. *Journal of African Earth Sciences* 34, 2, 1-55.
- * Fawzy, H., Abdel Aal, A., 1986. Regional study of Miocene evaporites and Pliocene-recent sediments in the Gulf of Suez. In: Pro-

- pceedings of the 7th Exploration Seminar, March 1984. Egyptian General Petroleum Corporation and Egypt Petroleum Exploration Society, Cairo, pp. 49-74.
- * Feraud, G., Zumbo, V., Sebai, A., Bertrand, H., 1991. 40Ar/39Ar age and duration of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Red Sea rift. *Geophysical Research Letters* 18, 195-198.
 - * Fournier, M., Bellahsen, N., Fabbri, O., Gunnell, Y., 2004. Oblique rifting and segmentation of the NE Gulf of Aden passive margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5, Q11005. doi:10.1029/2004GC000731.
 - * Freund, R., Zak, I., Garfunkel, Z., 1968. On the age and rate of sinistral movement along the Dead Sea rift. *Nature* 220, 253-255.
 - * Freund, R., 1970. Plate tectonics of the Red Sea and Africa. *Nature* 228, 453.
 - * Freund, R., Garfunkel, Z., Zak, I., Goldberg, M., Weissbrod, T., Derin, B., 1970. The shear along the Dead Sea rift. *Philosophical Transactions Royal Society (London) Series A* 267, 107-130.
 - * Garfunkel, Z., Bartov, Y., 1977. The tectonics of the Suez rift. *Geologic Survey Israel Bulletin* 71, 44.
 - * Garfunkel, Z., Ben-Avraham, Z., 2001. Basins along the Dead Sea transform. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, *Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris* 186, 607-627.
 - * Gass, I.G., 1970. The evolution of volcanism in the junction area of the Red sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts. *Philosophical Transactions Royal Society of London A* 267, 369-382.
 - * Gaulier, J.M., Huchon, P., 1991. Tectonic evolution of Afar triple junction. *Bulletin de la Societe geologique de France* 162, 451-464.
 - * Gaulier, J.M., Le Pichon, X., Lyberis, N., Avedik, F., Geli, L., Mo-

- retti, I., Deschamps, A., Hafez, S., 1988. Seismic study of the crust of the northern Red Sea and Gulf of Suez. *Tectonophysics* 153, 55-88.
- * Gawthrope, R.L., Sharp, L., Underbill, J.R., Gupta, S., 1997. Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults. *Geology* 25, 795-798.
- * Genna, A., Nehlig, P., Le Goff, E., Guerrot, C., Shanti, M., 2002. Proterozoic tectonism of the Arabian Shield. *Precambrian Research* 117, 21-40.
- * Geoffroy, L., Huchon, P., Khanbari, K., 1998. Did Yemeni tertiary granites intrude neck zones of a stretched continental upper crust? *Terra Nova* 10, 196-200.
- * George, R., Rogers, N., Kelley, S., 1998. Earliest magmatism in Ethiopia: evidence for two mantle plumes in one flood basalt province. *Geology* 26, 923-926.
- * Ghebreab, W., 1998. Tectonics of the Red Sea region reassessed. *Earth Science Reviews* 45, 1-44.
- * Ghebreab, W., Carter, A., Hurford, A.J., Talbot, C.J., 2002. Constraints for timing of extensional tectonics in the western margin of the Red Sea in Eritrea. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 107-119.
- * Ghorab, M.A., 1961. Abnormal stratigraphic features in Ras Gharib oil field. 3rd Arabian Petroleum Congress, Alexandria, Egypt, 10 p.
- * Girdler, R.W., Styles, X., 1978. Seafloor spreading in the western Gulf of Aden. *Nature* 271, 615-617.
- * Girdler, R.W., Brown, C., Noy, D.J.M., Styles, P., 1980. A geophysical survey of the westernmost Gulf of Aden. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A* 298, 1-43.
- * Girdler, R.W., Southren, T.C., 1987. Structure and evolution of the northern Red Sea. *Nature* 330, 716-721.

- * Gouin, P., 1979. Earthquake history of Ethiopia and the Horn of Africa. International Development Research Center, Ottawa, Ontario, Publication 118e, 259 p.
- * Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., 2004. A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. Episodes 27, 83-100.
- * Granath, J.W., 2001. The Nugal rift of Northern Somalia: Gulf of Aden. Reactivation of a Mesozoic rift. In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson, and S. Crasquin-Soleau (Eds.), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris 186, 511-527.
- * Greenberg, J.K., 1981. Characteristics and origin of Egyptian younger granites. Geological Society of America Bulletin 92, 1224-1232, 11749-11840.
- * Greenwood, J.E.G.W., Bleackley, D., 1967. Geology of the Arabian Peninsula, Aden Protectorate. U.S.G.S. Professional Paper 560-C, 1-96.
- * Greenwood, W.R., 1972. The Hail Arch: a key to the Arabian shield during evolution of the Red Sea Rift. Geological Society of America Abstracts with Programs 4, 520.
- * Greenwood, W.R., Hadley, D.G., Anderson, R.E., Fleck, R.J., Schmidt, D.L., 1976. Late Proterozoic cratonization in southwestern Saudi Arabia. Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A 280, 517-527.
- * Guiraud, R., Maurin, J.C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. In: P.A. Ziegler (Ed.), Geodynamics of Rifting, vol. 11, Case History Studies on Rifts: North and South America, Africa-Arabia, Tectonophysics 213, 153-168.
- * Guiraud, R., Bosworth, W., 1997. Senonian basin inversion and re-

- juvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics* 282, 39-82.
- * Guiraud, R., Issawi, B., Bosworth, W., 2001. Phanerozoic history of Egypt and surrounding areas: In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, *Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris* 186, 469-509.
 - * Guiraud, R., Bosworth, W., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. *Journal of African Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.017.
 - * Gvirtzman, G., Buchbinder, B., 1978. Recent and Pleistocene coral reefs and coastal sediments of the Gulf of Elat. *Guidebook 10th International Congress on Sedimentation, Jerusalem*, 162-191.
 - * Gvirtzman, G., Kronfeld, J., Buchbinder, B., 1992. Dated coral reefs of southern Sinai (Red Sea) and their implication to the Late Quaternary sea-levels. *Marine Geology* 108, 29-37.
 - * Gvirtzman, G., 1994. Fluctuations of sea-level during the past 400,000 years: the record of Sinai, Egypt (northern Red Sea). *Coral Reefs* 13, 203-214.
 - * Hadley, D.G., Schmidt, D.L., 1980. Sedimentary rocks and basins of the Arabian shield and their evolution. *Institute of Applied Geology, Bulletin King Abdulaziz University* 4, 26-50.
 - * Haitham, F.M., Nani, A.S.O., 1990. The Gulf of Aden rift: hydrocarbon potential of the Arabian sector. *Journal of Petroleum Geology* 13, 211-220.
 - * Hall, S., 1970. Total intensity magnetic anomaly chart of the junction of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts. *Hunting Service Ltd., Boreham Wood, Great Britain*.
 - * Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science* 235, 1156-1167.

- * Hassan, A.A., 1967. A new Carboniferous occurrence in Abu Durb-Sinai, Egypt. In: 6th Arabian Petroleum Congress, Baghdad 2, 39 (B-3), 8 p.
- * Hassan, F., El-Dashlouty, S., 1970. Miocene evaporites of Gulf of Suez region and their significance. Bulletin American Association Petroleum Geologists 54, 1686-1696.
- * Heaton, R.C., Jackson, M.P.A., Bamahmoud, M., Nani, A.S.O., 1995. Superposed Neogene extension, contraction and salt canopy emplacement in the Yemeni Red Sea. In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G.,
- * Hebert, H., Deplus, C., Huchon, P., Khanbari, K., Audin, L., 2001. Lithospheric structure of a nascent spreading ridge inferred from gravity data: the western Gulf of Aden. Journal of Geophysical Research 106, 26,345-26,363.
- * Hempton, M.R., 1985. Structure and deformation history of the Bitlis suture near Lake Hazar, southeastern Turkey. Bulletin Geological Society of America 96, 233-243.
- * Hempton, M.R., 1987. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea. Tectonics 6, 687-705.
- * Hermina, M., Klitzsch, E., List, F.K., 1989. Stratigraphic Lexicon and Explanatory notes to the Geological Map of Egypt, 1:500,000 scale. Conoco Inc., Cairo, 263 p.
- * Hill, R.I., 1991. Starting plumes and continental break-up. Earth and Planetary Science Letters 104, 398-416.
- * Hoffmann, C., Courtillot, V., Feraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E., Pik, R., 1997. Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. Nature 389, 838-841.
- * Hofstetter, A., 2003. Seismic observations of the 22/11/1995 Gulf of Aqaba earthquake sequence. Tectonophysics 369, 21-36.

- * Hofstetter, A., Beyth, M., 2003. The Afar Depression: interpretation of the 1960-2000 earthquakes. *Geophysical Journal International* 155, 715-732.
- * Hubert-Ferrari, A., King, G., Manighetti, I., Annijo, R., Meyer, B., Tapponnier, P., 2003. Long-term elasticity in the continental lithosphere: modelling the Aden ridge propagation and the Anatolian extrusion process. *Geophysical Journal International* 153, 111-132.
- * Huchon, P., Jestin, F., Cantagrel, J.M., Gaulier, J.M., Al Khirbash, S., Gafaneh, A., 1991. Extensional deformations in Yemen since Oligo-cene and the Afar triple junction. *Ann. Tectonicae* 5, 141-163.
- * Huchon, P., Khanbari, K., 2003. Rotation of the syn-rift stress field of the northern Gulf of Aden margin, Yemen. *Tectonophysics* 164, 147-166.
- * Hughes, G.W., Varol, O., Beydoun, Z.R., 1991. Evidence for Middle Oligocene rifting of the Gulf of Aden and for Late Oligocene rifting of the southern Red Sea. *Marine and Petroleum Geology* 8, 354-358.
- * Hughes, G.W., Abdine, S., Girgis, M.H., 1992. Miocene biofacies development and geological history of the Gulf of Suez, Egypt. *Marine and Petroleum Geology* 9, 2-28.
- * Hughes, G.W., Beydoun, Z.R., 1992. The Red Sea-Gulf of Aden: biostratigraphy, lithostratigraphy and palaeoenvironments. *Journal of Petroleum Geology* 15, 135-156.
- * Hughes, G.W., Filatoff, J., 1995. New biostratigraphic constraints on Saudi Arabian Red Sea pre- and syn-rift sequences. In: Al-Husseini, M.I. (Ed.), *Middle East Petroleum Geosciences, Geo'94*, vol. 2. Gulf PetroLink, Bahrain, pp. 517-528.
- * Hughes, G.W., Perincek, D., Grainger, D.J., Abu-Bshait, A.-J., Jarad, A.-R.M., 1999. Lithostratigraphy and depositional history of part of the Midyan region, northwestern Saudi Arabia. *GeoArabia* 4, 503-541.

- * Hume, W.F., Madgwick, T.G., Moon, F.W., Sadek, H., 1920 Preliminary Geological report on the Gebel Tanka area, vol. 4. Petroleum Research Bulletin, 16 p.
- * Issawi, B., Jux, U., 1982. Contributions to the stratigraphy of the Paleozoic rocks in Egypt. Geologic Survey of Egypt 64, 28.
- * Jackson, J.A., White, N.J., Garfunkel, Z., Anderson, H., 1988. Relations between normal-fault geometry, tilting and vertical motions in extensional terrains: an example from the southern Gulf of Suez. Journal of Structural Geology 10, 155-170.
- * Jackson, J., 1993. Rates of active deformation in the eastern Mediterranean. In: Boschi, E. et al. (Eds.), Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, pp. 53-64.
- * Jarrige, J.J., Ott d'Estevou, P., Burollet, P.P., Thiriet, J.-P., Icart, J.C., Richert, J.P., Sehans, P., Montenat, C., Prat, P., 1986. Inherited discontinuities and Neogene structure: the Gulf of Suez and north-western edge of the Red Sea. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A317, 129-139.
- * Jarrige, J.-J., Ott d'Estevou, P., Burollet, P.P., Montenat, C., Prat, P., Richert, J.-P., Thiriet, J.-P., 1990. The multistage tectonic evolution of the Gulf of Suez and northern Red Sea continental rift from field observations. Tectonics 9, 441-465.
- * Jenkins, D.A., 1990. North and central Sinai. In: Said, R. (Ed.), The Geology of Egypt. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 361-380, Chapter 19.
- * Jestin, P., Huchon, P., Gaulier, J.M., 1994. The Somalia plate and the East African Rift System: present kinematics. Geophysical Journal International 116, 637-654.
- * Joffe, S., Garfunkel, Z., 1987. Plate kinematics of the circum Red Sea - a re-evaluation. Tectonophysics 141, 5-22.

- * Kappelman, J., Simons, E.L., Swisher 111, C.C., 1992. New age determinations for the Eocene-Oligocene boundary sediments in the Fayum Depression, northern Egypt. *Journal of Geology* 100, 647-668.
- * Kazmin, V., 1971. Precambrian of Ethiopia. *Nature* 230, 176-177.
- * Kazmin, V., Garland, C.R., 1973. Evidence of Precambrian block-faulting in the western margin of the Afar depression, Ethiopia. *Geological Magazine* 110, 55-57.
- * Kazmin, V., Shifferaw Alemu, Balcha Tilahun, 1978. The Ethiopian basement: stratigraphy and possible manner of evolution. *Geologische Rundschau* 67, 531-546.
- * Kenea, N.H., Ebinger, C.J., Rex, D.C., 2001. Late Oligocene volcanism and extension in the southern Red Sea Hills, Sudan. *Journal Geological Society (London)* 158, 285-294.
- * Kerdany, M.T., Cherif, O.H., 1990. Mesozoic. In: Said, R. (Ed.), *The Geology of Egypt*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 407-438, Chapter 22.
- * Khalil, S.M., 1998. Tectonic evolution of the eastern margin of the Gulf of Suez, Egypt. Ph.D. Thesis, Royal Holloway, University of London, 349 p.
- * Khanbari, K., 2000. Propagation d'un rift oceanique: le Golfe d'Aden-Ses effets structuraux sur la marge yem^nite. Ph.D. Thesis, University Paris-Sud, France, 221 p.
- * Klitzsch, E., 1990. Paleozoic. In: Said, R. (Ed.), *The Geology of Egypt*. Balkema, Rotterdam, pp. 393-406, Chapter 21.
- * Kohn, B.P., Eyal, M., 1981. History of uplift of the crystalline basement of Sinai and its relation to opening of the Red Sea as revealed by fission track dating of apatites. *Earth Planetary Science Letters* 52, 129-141.
- * Kora, M., 1984. The Paleozoic Outcrops of Um Bogma Area, Sinai.

Ph.D. Thesis, Mansoura University, Mansoura, Egypt, 233 p.

- * Kostandi, A.B., 1959. Facies maps of the study of the Paleozoic and Mesozoic sedimentary basins of the Egyptian region. UAR 1, Arabian Petroleum Congress Cairo, Congress 2, Cairo, pp. 54-62.
- * Kroner, A., 1993. The Pan African belt of northeastern and Eastern Africa, Madagascar, southern India, Sri Lanka and East Antarctica: terrane amalgamation during the formation of the Gondwana super-continent. In: Thorweihe, U., Schandelmeier, H. (Eds.), *Geoscientific Research in Northeast Africa*. Balkema, Rotterdam, pp. 3-9.
- * Kruck, W., Thiele, J., 1983. Late Paleozoic glacial deposits in the Yemen Arab Republic. *Geologische Jahrbuch Reihe B46*, 3-29.
- * Kusky, T.M., Abdelsalam, M., Stern, R.J., Tucker, R.D., 2003. Evolution of the East African and related orogens, and the assembly of Gondwana (Preface). *Precambrian Research* 123, 81-85.
- * Lambiase, J.J., Bosworth, W., 1995. Structural controls on sedimentation in continental rifts. In: Lambiase, J.J. (Ed.), *Hydrocarbon Habitat in Rift Basins*, Geological Society, London, Special Publication 80, 117-144.
- * Lartet, L., 1869. *Essai sur la geologic de la Palestine*. Annales des Sciences Geologiques, Paris.
- * Laughton, A.S., 1966a. The Gulf of Aden. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 259 (Ser. A), 150-171.
- * Laughton, A.S., 1966b. The Gulf of Aden in relation to the Red Sea and the Afar depression of Ethiopia. In: *The World Rift System*, Geological Survey of Canada Special Paper 66-14, 78-97.
- * Laughton, A.S., Tramontini, C., 1969. Recent studies of the crustal structure of the Gulf of Aden. *Tectonophysics* 8, 359-375.
- * Laughton, A.S., Whitmarsh, R.B., Jones, M.T., 1970. The evolution of the Gulf of Aden. *Philosophical Transactions of the Royal So-*

- ciety of London 267 (Ser. A), 227-266. Le Pichon, X., Francheteau, J., 1978. A plate tectonic analysis of the Red Sea-Gulf of Aden area. *Tectonophysics* 46, 369-406.
- * Le Pichon, X, Gaulier, J.-M., 1988. The rotation of Arabia and the Levant fault system. *Tectonophysics* 153, 271-294.
- * Lepine, J.C., Hirn, A., 1992. Seismotectonics in the Republic of Djibouti, linking the Afar Depression and the Gulf of Aden. *Tectonophysics* 209, 65-86.
- * Lepvrier, C., Fourrier, M., Berard, T., Roger, J., 2002. Cenozoic extension in coastal Dhofar (southern Oman): implications on the oblique rifting of the Gulf of Aden. *Tectonophysics* 357, 279-293.
- * Leroy, S., Gente, P., Fournier, M., d'Acremont, E., Patriat, P., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Maia, M., Blais, A., Perrot, J., Al-Kathiri, A., Merkouriev, S., Fleury, J.-M., Ruellan, P.-Y., Lepvrier, C., Huchon, P., 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin. *Terra Nova* 16, 185-192.
- * Lindquist, S.J., 1998. The Red Sea basin province: Sudr-Nubia(!) and Maqna(!) petroleum systems. US Geological Survey Open-File Report 99-50-A, 21 p.
- * Lotfy, H.I., Van der Voo, R., Hall, C.M., Kamel, O.A., Abdel Aal, A.Y., 1995. Palaeomagnetism of Early Miocene basaltic eruptions in the areas east and west of Cairo. *Journal of African Earth Sciences* 21, 407-419.
- * MacFadyen, W.A., 1933. The late geological history of Somaliland. *Nature* 130, 433-434.
- * Makris, J., Menzel, H., Zimmermann, J., 1972. A preliminary interpretation of the gravity field of Afar, northeast Ethiopia. *Tectonophysics* 15, 31-39.
- * Makris, J., Menziel, H., Zimmermann, J., Gouin, P., 1975. Gravity

- field and crustal structure of north Ethiopia. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), *Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems*, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 135-144.
- * Makris, J., Ginzburg, A., 1987. The Afar Depression: transition between continental rifting and sea-floor spreading. *Tectonophysics* 141, 199-214.
 - * Makris, J., Rihm, R., 1991. Shear controlled evolution of the Red Sea: pull apart model. *Tectonophysics* 198, 441-466. Makris, J., Henke, C.H., Egloff, F., Akamaluk, T., 1991. The gravity field of the Red Sea and East Africa. *Tectonophysics* 198, 369-382.
 - * Malkin, B.V., Shemenda, A.I., 1991. Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modeling and on geological and geophysical data. *Tectonophysics* 199, 191-210.
 - * Manighetti, L., 1993. *Dynamique des systemes extensifs en Afar*. Ph.D. thesis, Paris 6 University, 242 p. Manighetti, L., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gruszow, S., Gillot, P.Y., 1998. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: the gulfs of Aden and Tadjoura. *Journal of Geophysical Research* 102, 2681-271.
 - * Manighetti, L., Tapponnier, P., Gillot, P.Y., Jacques, E., Courtillot, V., Armijo, R., Ruegg, J.C., King, G., 1998. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: Into Afar. *Journal of Geophysical Research* 103, 4947-4974.
 - * Manighetti, L., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gaillet, Y., 2001. Strain transfer between disconnected, propagating rifts in Afar. *Journal of Geophysical Research* 106, 13,613-13,665.
 - * Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nano-plankton zonation. In: Farinacci, A. (Ed.), *Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma, 1970*, Tecnoscienza, Roma 739-785.

- * Mathews, D.H., Williams, C.A., Laughton, A.S., 1967. Mid-Ocean ridge in the mouth of the Gulf of Aden. *Nature* 215, 1052-1053.
- * McClay, K., Khalil, S., 1998. Extensional hard linkages, eastern Gulf of Suez, Egypt. *Geology* 26, 563-566. McClay, K.R., White, M.J., 1995. Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. *Marine and Petroleum Geology* 12, 137-151.
- * McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysics Journal International* 155, 126-138.
- * McKenzie, D.P., Morgan, W.J., 1969. Evolution of triple junctions. *Nature* 224, 125-133. McConnell, R.B., 1975. The structural setting of the Afar depression. In: 7th International Colloquium on African Geology, Firenze, Italy, 25- 28 April 1973. *Travaux des Laboratoires des Sciences de la Terre Serie B* 11, 116-117.
- * McKenzie, D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planetary Science Letters* 40, 25-32.
- * McKenzie, D.P., Davies, D., Molnar, P., 1970. Plate tectonics of the Red Sea and east Africa. *Nature* 226, 243-248.
- * McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C., Wernicke, B.P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters* 30, 2036. doi:10.1029/ 2003GL017992.
- * Menzies, M., Bosence, D., El-Nakhal, H.A., Al-Khribash, S., Al-Kadasi, M.A., Al Subbary, A., 1990. Lithospheric extension and the opening of the Red Sea: sediment-basalt relationships in Yemen. *Terra Nova* 2, 340-350.
- * Menzies, M., Gallagher, K., Yelland, A., Hurford, A.J., 1997. Volcanic and non-volcanic rifted margins of the Red Sea and Gulf of Aden: crustal cooling and margin evolution in Yemen. *Geochimica Cosmo- chimica Acta* 61, 2511-2527.

- * Menzies, MA., Baker, J., Bosence, D., Dart, C., Davidson, I., Hurford, A., Al'Kadasi, M., McClay, K., Nichols, G., ATSubbary, A., Yelland, A., 1992. The tuning of magmatism, uplift and crustal extension: preliminary observations from Yemen. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society (London) Special Publication 68, 293- 304.
- * Merla, G., Abbate, E., Azzaroli, A., Bruni, P., Fazzuoli, M., Sagri, M., Tacconi, P., 1979. *A Geological Map of Ethiopia and Somalia*: Comment. Pergamon, 95 pp.
- * Merla, G., Abbate, E., Canuti, P., Sagri, M., Tacconi, P., 1973. Geological map of Somalia and Ethiopia. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Italy, 1:2,000,000 scale.
- * Miller, P.M., Barakat, H., 1988. Geology of the Safaga Concession, northern Red Sea, Egypt. *Tectonophysics* 153, 123-136. Mohr, P., 1967. The Ethiopian Rift System. *Bulletin of the Geophysical Observatory*, Addis Ababa 11, 1-65.
- * Mohr, P., 1967. Ethiopian Tertiary dike swarms. Smithsonian Institution Astrophysical Observatory, Spec. Report 339. Mohr, P., 1973. Evolution of the Danakil Depression (Afar, Ethiopia) in light of radiometric age determinations: a discussion. *Journal of Geology* 81, 747-749.
- * Mohr, P., 1975. Structural setting and evolution of Afar. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), *Afar Depression of Ethiopia*, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 27-37. Mohr, P., 1983a. The Morton-Black hypothesis for the thinning of continental crust-revisited in western Afar. *Tectonophysics* 94,509-528.
- * Mohr, P., 1983b. Ethiopian flood basalt province. *Nature* 303, 577-584.

- * Mohr, P., 1989. Nature of the crust under Afar new igneous, not thinned continental. *Tectonophysics* 167, 1-11.
- * Mohr, P., 1991. Structure of Yemeni dike swarms. *Tectonophysics* 198, 203-221.
- * Moltzer, J.G., Binda, P.L., 1981. Micropaleontology and palynology of the middle and upper members of the Shumaysi Formation, Saudi Arabia. *Bulletin Faculty of Earth Science (Jeddah)* 4, 57-76.
- * Montenat, C., Ott D'Estevou, P., Purser, B., 1986. Tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Suez and northwestern Red Sea: a review. In: Montenat, C. (Ed.), *Ecological studies on the Gulf of Suez, the Northwestern Red Sea Coasts, Tectonic and Sedimentary Evolution of a Neogene Rift*. Documents et Travaux, Institut geologique Albert de Lapparent 10, 7-18.
- * Montenat, C., Ott D'Estevou, P., Purser, B., Buroillet, P., Jarrige, J., Sperber, F., Philobos, E., Plaziat, J.-C., Prat, P., Richert, L., Rousset, N., Theiriet, J., 1988. Tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Suez and the northern western Red Sea. *Tectonophysics* 153, 166-177.
- * Moore, J.M., 1979. Tectonics of the Najd transcurrent fault system, Saudi Arabia. *Journal of the Geological Society (London)* 136, 441-452.
- * Moretti, I., Chenet, P.Y., 1987. The evolution of the Suez rift: a combination of stretching and secondary convection. *Tectonophysics* 133, 229-234.
- * Moretti, I., Colletta, B., 1987. Spatial and temporal evolution of the Suez Rift subsidence. *Journal of Geodynamics* 7, 151-168.
- * Morgan, W.J., 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature* 230, 42-43.
- * Morton, W.H., Black, R., 1975. Afar Depression of Ethiopia. In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), *Afar Depression of Ethiopia*, Pro-

- ceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 55-61.
- * Moseley, F., 1969. The Aden traps of Dhala, Musaymir and Radfan, South Yemen. *Bulletin of Volcanology* 33, 889-909.
- * Mougenot, D., Al-Shakhis, A.A., 1999. Depth imaging sub-salt structures: a case study in the Midyan Peninsula (Red Sea). *GeoArabia* 4, 335-463.
- * Moustafa, A.R., Khalil, M.H., 1990. Structural characteristics and tectonic evolution of north Sinai fold belts. In: Said, R. (Ed.), *The Geology of Egypt*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 381-389.
- * Moustafa, A.R., Khalil, M.H., 1995. Superposed deformation in the northern Suez rift, Egypt: relevance to hydrocarbons exploration. *Journal of Petroleum Geology* 18, 245-266.
- * Nichols, G., Watchorn, F., 1998. Climatic and geomorphic controls on rift sedimentation: Oligo-Miocene syn-rift facies in the Gulf of Aden, Yemen. *Marine and Petroleum Geology* 15, 505-518.
- * Norton, I.O., Sclater, J.G., 1979. A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. *Journal of Geophysical Research* 84, 6803-6830.
- * Omar, G.I., Steckler, M.S., Buck, W.R., Kohn, B.P., 1989. Fission-track analysis of basement apatites at the western margin of the Gulf of Suez rift, Egypt: evidence for synchronicity of uplift and subsidence. *Earth and Planetary Science Letters* 94, 316-328.
- Omar, G.I., Steckler, M.S., 1995. Fission track evidence on the initial rifting of the Red Sea: two pulses, no propagation. *Science* 270, 1341-1344.
- * Orszag-Sperber, F., Harwood, G., Kendall, A., Purser, B.H., 1998. A review of the evaporites of the Red Sea-Gulf of Suez rift. In: Purser,

- B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London, pp. 409-426.
- * Passerini, P., Marcucci, M., Sguazzoni, G., Zan, L., Haga, A.O., 1991. Strike-slip faults parallel to crustal spreading axes: data from Iceland and the Afar Depression. *Terra Nova* 3, 607-618.
 - * Passerini, P., Zan, L., Gianelli, G., Troisi, C., 1988. Pre-oceanic tectonics in the Asal Rift. *Ofioliti* 13, 163-168.
 - * Patton, T.L., Moustafa, A.R., Nelson, R.A., Abdine, S.A., 1994. Tectonic evolution and structural setting of the Suez Rift. In: Landon, S.M. (Ed.), *Interior Rift Basins*, vol. 59. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 7-55.
 - * Platel, J., Roger, J., 1989. Evolution géodynamique de Dhofar (Sultanat d'Oman) pendant le Crétacé et le Tertiaire en relation avec l'ouverture du golfe d'Aden. *Bulletin de la Société géologique de France* 8, 253-263.
 - * Plaziat, J.-C., Baltzer, F., Choukri, A., Conchon, O., Freytet, P., Orszag-Sperber, F., Raguideau, A., Reyss, J.-L., 1998. Quaternary marine and continental sedimentation in the northern Red Sea and Gulf of Suez (Egyptian coast): influences of rift tectonics, climatic changes and sea-level fluctuations. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London, pp. 537-573.
 - For, F.D., Tsurumai, M., 1973. Ecology of the Ras Muhammad Crack in Sinai. *Nature* 241, 43-44.
 - * Purcell, P.G., 1976. The Marda fault zone, Ethiopia. *Nature* 261, 569-571.
 - * Purser, B.H., Hotzl, H., 1988. The sedimentary evolution of the Red Sea rift: a comparison of the northwest (Egyptian) and northeast (Saudi Arabian) margins. *Tectonophysics* 153, 193-208.

- * Quennell, A.M., 1951. Geology and mineral resource of (former) Transjordan. *Colonial Geology and Mineral Resources* 2, 85-115.
- * Quennell, A.M., 1958. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift. *Quarterly Journal Geological Society (London)* 114, 1-24.
- * Rabinowitz, P.D., Coffin, M.F., Falvey, D.y 1983. The separation of Madagascar and Africa. *Science* 220, 67-69.
- * Redfern, P., Jones, J.A., 1995. The interior rifts of the Yemen. Analysis of basin structure and stratigraphy in a regional plate tectonic context. *Basin Research* 7, 337-356.
- * Redfield, T.F., Wheeler, W.H., Often, M., 2003. A kinematic model for the development of the Afar depression and its paleogeographic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 216, 383-398.
- * Reeves, C.V., Karanja, F.M., Macleod, I.N., 1987. Geophysical evidence for a failed Jurassic Rift and triple junction in Kenya. *Earth and Planetary Science Letters* 81, 231-299.
- * Reyss, J.-L., Choukri, A., Plaziat, J.-C., Purser, B.H., 1993. Dations radiochimiques des recifs coralliens de la rive occidentale du Nord de la Mer Rouge, premieres implications stratigraphiques et tectoniques. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris* 317 (Serie 11), 487-492.
- * Richardson, M., Arthur, M.A., 1988. The Gulf of Suez-northern Red Sea Neogene rift: a quantitative basin analysis. *Marine and Petroleum Geology* 5, 247-270.
- * Rihm, R., Henke, C.H., 1998. Geophysical studies on early tectonic controls on Red Sea rifting, opening and segmentation. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London, pp. 29-49.
- * Robertson, A.H.F., Bamakhalif, K.A.S., 1998. Late Oligocene-early

- Miocene rifting of the northeastern Gulf of Aden: basin evolution in Dhofar (southern Oman). In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris 186, 641-670.
- * Rochette, P., Tamrat, E., Feraud, G., Pik, R., Courtillot, V., Kefeto, E., Coulon, C., Hoffmann, C., Vandamme, D., Yirgu, E., 1997. Magnet-ostratigraphy and timing of the Oligocene Ethiopian traps. *Earth and Planetary Science Letters* 164, 497-510.
- * Roeser, H.A., 1975. A detailed magnetic survey of the southern Red Sea. *Geologic Jahrbuch* 13, 131-153.
- * Roger, J., Platel, J.P., Cavelier, C., Bourdillon-de-Grisac, C., 1989. Donnees nouvelles sur la stratigraphie et l'histoire geologique du Dhofar (Sultanat d'Oman). *Bulletin de la Societe geologique de France* 8, 265-277.
- * Ruegg, J.C., 1975. Main results about the crustal and upper mantle structure of the Djibouti region (T.F.A.L). In: Pilger, A., Rosier, A. (Eds.), *Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems*, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1-6, 1974, vol. 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 120-134.
- * Sagri, M., Abbate, E., Azzaroli, A., Balestrieri, M.L., Benvenuti, M., Bruni, P., Fazzuoli, M., Ficarelli, G., Marcucci, M., Papini, M., Pavia, G., Reale, V., Rook, L., Tecle, T.M., 1998. New data on the Jurassic and Neogene sedimentation in the Danakil Horst and northern Afar Depression, Eritrea. In: Crasquin-Soleau, S., Barrier, E. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 3: stratigraphy and evolution of Peri-Tethyan platforms*. Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris 177, 193-214.
- * Sahota, G., 1990. Geophysical investigations of the Gulf of Aden continental margins: geodynamic implications for the development

of the Afro-Arabian Rift system. Ph.O. Thesis, University College, Swansea, United Kingdom.

- * Sahota, G., Styles, P., Gerdes, K., 1995. Evolution of the Gulf of Aden and implications for the development of the Red Sea. In: Rift Sedimentation and Tectonics in the Red Sea-Gulf of Aden Region, Sana'a, Yemen, Abst. 56. Said, R., 1960. Planktonic foraminifera from the Thebes Formation, Luxor. Micropaleontology 6, 277-286.
- * Said, R. 1960 Plan Ktonic forminifera from the thebes formation, luxor. Micropaleontology 6, 277 - 286.
- * Said, R., 1971. The explanatory notes to accompany the Geological Map of Egypt. Geologic Survey of Egypt Paper 56, 123. Said, R., 1990. Cenozoic. In: Said, R. (Ed.), The Geology of Egypt. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 451-486, Chapter 24.
- * Said, R. 1990- Cenozoic - In Said, R. (Ed.) , the Geology of Egypt A - A - Balkema, Rotterdam, pp 451-486, chapter 24.
- * Salamon, A., Hofstetter, A., Garfunkel, Z., Ron, H., 2003. Seismotectonics of the Sinai Subplate; the eastern Mediterranean region. Geophysical Journal International 155, 149-173.
- * Saoudi, A., Khalil, B., 1986. Distribution and hydrocarbon potential of Nukhul sediments in the Gulf of Suez Proceedings of the 7th Exploration Seminar, March, vol. 1. Egyptian General Petroleum Corporation, Cairo, pp. 75-96.
- * Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., Roulet, M.J., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. Tectonophysics 123, 1-35.
- * Savoyat, E., Shiferaw, A., Balcha, T., 1989. Petroleum exploration in the Ethiopian Red Sea. Journal of Petroleum Geology 12, 187-204.
- * Schuppel, D., Wienholz, R., 1990. The development of Tertiary in the Habban-Al Mukalla area, PDR Yemen. Z. geol. Wiss., Berlin 6, 523- 528.

- * Scott, R.W., Govean, F.M., 1985. Early depositional history of a rift basin: Miocene in the western Sinai. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 52, 143-158.
- * Searle, R.C., Gouin, P., 1971. An analysis of some local earthquake phases originating near the Afar Triple Junction. *Bulletin Seismological Society of America* 61, 1061-1071.
- * Searle, R.C., Ross, D.A., 1975. A geophysical study of the Red Sea axial trough between 20.5° and 22°N. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society* 43, 555-572.
- * Sebai, A., Zumbo, V., Feraud, G., Bertrand, H., Hussain, A.G., Giannerini, G., Campredon, R., 1991. 40Ar/39Ar dating of alkaline and tholeiitic magmatism of Saudi Arabia related to the early Red Sea Rifting. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 473-487.
- * Sellwood, B.W., Netherwood, R.E., 1984. Facies evolution in the Gulf of Suez area: sedimentation history as an indicator of rift initiation and development. *Modern Geology* 9, 43-69.
- * Sengor, A.M.C., Yilmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181-241.
- * Sengor, A.M.C., 2001. Elevation as indicator of mantle-plume activity. In: Ernst, R.E., Buchan, K.L. (Eds.), *Mantle Plumes: Their Identification Through Time*, vol. 352. Geological Society of America Special Paper, pp. 183-225.
- * Sichler, B., 1980. La bielle danakile: un modele pour revolution geodynamique de l'Afar. *Bulletin Societe geologique de France* 7, XXII, 6, 925-933.
- * Smith, W.H.F., Sandwell, D.T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science Magazine* 277, 1956-1962.
- * Souriot, T., Brun, J.P., 1992. Faulting and block rotation in the Afar triangle: the Danakil 'crank arm' model. *Geology* 20, 911-914.

- * Stacey, J.S., Hedge, C.E., 1984. Geochronological and isotopic evidence for early Proterozoic crust in the eastern Arabian shield. *Geology* 112, 310.
- * Stampfli, G.M., Mosar, J., Favre, P., Pillevuit, A., Vannay, J.-C., 2001. Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neo-Tethys East Mediterranean Basin connection. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris, vol. 186, pp. 51-108.
- * Steckler, M.S., ten Brink, U.S., 1986. Lithospheric strength variations as a control on new plate boundaries; examples from the northern Red Sea region. *Earth and Planetary Science Letters* 79, 12159-12173.
- * Steckler, M.S., 1985. Uplift and extension at the Gulf of Suez: indications of induced mantle convection. *Nature* 317, 135-139.
- * Steckler, M.S., Berthelot, F., Lyberis, N., Le Pichon, X., 1988. Subsidence in the Gulf of Suez: implications for rifting and plate kinematics. *Tectonophysics* 153, 249-270.
- * Steckler, M.S., Omar, G.I., 1994. Controls on erosional retreat of the uplifted rift flanks at the Gulf of Suez and northern Red Sea. *Journal of Geophysical Research* 99, 1-2.
- * Stein, C.A., Cochran, J.R., 1985. The transition between the Sheba Ridge and Owen Basin: rifting of old oceanic Lithosphere. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 81, 47-74.
- * Stern, R.J., 1981. Petrogenesis and tectonic setting of Late Precambrian ensimatic volcanic rocks, Central Eastern Desert of Egypt. *Precambrian Research* 16, 195-230.
- * Stern, R.J., Gottfried, D., Hedge, C.E., 1984. Late Precambrian rifting and crustal evolution in the northeastern desert of Egypt. *Geology* 12, 168.

- * Stern, R.J., 1985. The Najd fault system, Saudi Arabia and Egypt: a Late Precambrian rift-related transform system? *Tectonophysics* 4, 497-511.
- * Stern, R.J., 1994. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annual Reviews Earth Planetary Sciences* 22, 319-351.
- * Stern, R.J., 2002. Crustal evolution in the East African Orogen: a neodymium isotopic perspective. *Journal of African Earth Sciences* 34, 109-117.
- * Stoesser, D.B., Camp, V.E., 1985. Pan-African microplate accretion of the Arabian shield. *Geological Society of America Bulletin* 96, 817-826.
- * Strasser, A., Strohmenger, C., Davaud, E., Bach, A., 1992. Sequential evolution and diagenesis of Pleistocene coral reefs (South Sinai; Egypt). *Sedimentary Geology* 78, 59-79.
- * Sultan, M., Becker, R., Arvidson, R.E., Shore, P., Stern, R.J., El Alfy, Z., Guinness, E.A., 1992. Nature of the Red Sea crust: a controversy revisited. *Geology* 20, 593-596.
- * Sultan, M., Becker, R., Arvidson, R.E., Shore, P., Stern, R.J., El Alfy, Z., Attia, R.I., 1993. New constraints on Red Sea rifting from correlations of Arabian and Nubian Neoproterozoic outcrops. *Tectonics* 12, 1303-1319.
- * Tailing, D.H., 1970. Paleomagnetism and the origin of the Red Sea and gulf of Aden. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A* 267, 19-226.
- * Tamsett, D., Searle, R., 1990. Structure of the Alula-Fartak Fracture Zone, Gulf of Aden. *Journal of Geophysical Research* 95, 1239-1254.
- * Taponnier, P., Varet, J., 1974. La zone de Mak'arrasou en Afar: un equivalent emerge des failles transformantes oceaniques. *Comptes*

rendus, Academic des Sciences, Paris 278 (Ser. D), 209-212.

- * Taponnier, P., Armijo, R., Maaigheiti, I., Courtillot, V., 1990. Bookshelf faulting and horizontal block rotations between overlapping rifts in southern Afar. *Geophysical Research Letters* 17, 1-4.
- * Tard, F., Masse, P., Walgenwitz, F., Gruneisen, P., 1991. The volcanic passive margin In the vicinity of Aden, Yemen. *Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine* 15, 1-9.
- * Tazieff, H., Varet, J., Barberi, F., Giglia, G., 1971. Tectonic significance of the Afar (or Danakil) depression. *Nature* 235, 144-147.
- * Tefera, M., Chernet, T., Haro, W., 1996. Explanation of the geological map of Ethiopia. *Ethiopian Institute of Geological Surveys, Addis Ababa* 3, 79.
- * Tewfik, N., Ayyad, M., 1984. Petroleum exploration in the Red Sea shelf of Egypt. *Proceedings of the 6th Exploration Seminar, March, vol. 1. Egyptian General Petroleum Corporation and Egypt Petroleum Exploration Society, Cairo*, pp. 159-180.
- * Ukstins, I.A., Renne, P.R., Wolfenden, E., Baker, J., Ayalew, D., Menzies, M., 2002. Matching conjugate volcanic rifted margins: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chrono-stratigraphy of pre- and syn-rift bimodal flood volcanism in Ethiopia and Yemen. *Earth and Planetary Science Letters* 198, 289-306.
- * Vail, J.R., 1976. Outline of the geochronology and tectonic units of the basement complex of northeast Africa. *Proceedings of the Royal Society of London A* 350, 127-141.
- * Vail, J.R., 1985. Pan African (Late Precambrian) tectonic terrains and the reconstruction of the Arabian Nubian shield. *Geology* 13, 839-842.
- * Van Houten, F.B., Bhattacharyya, D.P., Mansour, S.E.I., 1984. Cretaceous Nubia Formation and correlative deposits, eastern Egypt: major regressive-transgressive complex. *Bulletin Geological Society of America* 95, 397-405.

- * Varet, J., 1971. Erta'Ale activity (Afar, Ethiopia). Bulletin of the Geophysical Observatory, Addis Ababa 13, 115-119.
- * Varet, J., 1978. In: Gasse, E. (Ed.), *Geology of central and southern Afar (Ethiopia and Djibouti Republic)*. CNRS, Paris, p. 118.
- * Vellutini, P., 1990. The Manda-Inakir Rift, Republic of Djibouti: A comparison with the Asal Rift and its geodynamic interpretation. *Tectonophysics* 172, 141-153.
- * Volker, E., Altherr, R., Jochum, K.-P., McCulloch, M.T., 1997. Quaternary volcanic activity of the southern Red Sea: new data and assessment of models on magma sources and Afar plume-lithosphere interaction. *Tectonophysics* 278, 15-29.
- * Watchorn, E., Nichols, G.J., Bosence, D.W.J., 1998. Rift-related sedimentation and stratigraphy, southern Yemen (Gulf of Aden). In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London, pp. 165-189.
- * Weissbrod, T., 1969. The Paleozoic of Israel and adjacent countries, part 2 The Paleozoic outcrops in southwestern Sinai and their relation with those of southern Israel, vol. 48. Geological Survey of Israel, 32 p.
- * Wescott, W.A., Krebs, W.N., Dolson, J.C., Ramzy, M., Karamat, S.A., Moustafa, T., 1997. Chronostratigraphy, sedimentary facies, and architecture of tectono-stratigraphic sequences: an integrated approach to rift basin exploration, Gulf of Suez, Egypt. In: Shanley, K.W., Perkins, B.F. (Eds.), *Gulf Coast Section SEPM Foundation 18th Annual Research Conference, Shallow Marine and Nonmarine Reservoirs*, December 7-10, 1997, pp. 377-399.
- * Whitehouse, M.J., Windley, B., Ba-Bttat, M.A.O., Fanning, C.M., Rex, D.C., 1998. Crustal evolution and terrane correlation in the eastern Arabian Shield, Yemen: geochronological constraints. *Journal Geological Society (London)* 155, 281-296.

- * Whitehouse, M.J., Windley, B., Stoesser, D.B., Al-Kirbash, S., Ba-Bttat, M.A.O., Haider, A., 2001. Precambrian basement character of Yemen and correlations with Saudi Arabia and Somalia. *Precambrian Research* 105, 357-369.
- * Wilson, M., 1993. Plate-moving mechanisms: constraints and controversies. *Journal of the Geological Society, London* 150, 923-926.
- * Windley, B.F., Whitehouse, M.J., Ba-Bttat, M.A.O., 1996. Early Precambrian gneiss terranes and Pan-African island arcs in Yemen: crustal accretion of the eastern Arabian Shield. *Geology* 24, 131-134.
- * Winn Jr., R.D., Crevello, P.O., Bosworth, W., 2001. Lower Miocene Nukhul Formation of Gebel el Zeit, Egypt: sedimentation and structural movement during early Gulf of Suez rifting. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85, 1871-1890.
- * Woodruff, F., Savin, S.M., 1989. Miocene deepwater oceanography. *Paleoceanography* 4, 87-140.
- * Younes, A.I., Engelder, T., Bosworth, W., 1998. Fracture distribution in faulted basement blocks: Gulf of Suez, Egypt. In: Coward, M.P., Daltaban, T.S., Johnson, H. (Eds.), *Structural Geology in Reservoir Characterization*, Geological Society, London, Spec. Publication, vol. 127, pp. 167-190.
- * Younes, A.I., McClay, K.R., 1998. Role of basement fabric on Miocene rifting in the Gulf of Suez-Red Sea. *Proceedings of the 14th Petroleum Conference, October, vol. 1. Egyptian General Petroleum Corporation, Cairo*, pp. 35-50.
- * Younes, A.I., McClay, K.R., 2002. Development of accommodation zones in the Gulf of Suez-Red Sea rift, Egypt. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86, 1003-1026.
- * Youssef, M.I., 1957. Upper Cretaceous rocks in Kosseir area. *Bulletin Institute Desert Egypte* 7, 35-54.

- * Zan, L., Gianelli, G., Passerini, P., Troisi, C., Haga, A.O., 1990. Geothermal exploration in the Republic of Djibouti: thermal and geological data of the Hanle and Asal areas. *Geothermics* 19, 561-582.
- * Zanettin, B., 1993. On the evolution of the Ethiopian volcanic province. In: Abbate, E., Sagri, M., Sassi, F.P. (Eds.), *Geology and Mineral Resources of Somalia and Surrounding Regions*, Istituto Agronomico per L'Oltremare, Firenze, *Relazioni e Monografie Agrarie Subtropicali e Tropicali Nuova Serie* 113, pp. 279-310.
- * Zanettin, B., Justin-Visentin, E., Piccirillo, E.M., 1978. Volcanic succession, tectonics and magmatology in central Ethiopia. *Atti Mem. Accad. Patavina Sci. Lett. Arti* 90, 5-19.
- * Zico, A., Darwish, M., Eweda, S., 1993. Late Cretaceous-Early Tertiary stratigraphy of the Themed area, East Central Sinai, Egypt. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 3, 135-149.
- * Zumbo, V., Feraud, G., Bertrand, H., Chazot, G., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of Tertiary magmatic activity in Southern Yemen during the early Red Sea-Aden Rifting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 65, 265-279.

شهرس الأشكال

١- شهرس الجداول

١- البارامترات المستخدمة في شكل ١١٠

٢- المصاطب النهرية المصاحبة للأودية المختارة.

٣- ملخص لأعمار عينات المراجين المجمعة من مصاطب بحرية باستخدام
يورانيوم/ثوريوم.

٢- شهرس الأشكال

١- صورة فضائية مجمعة تبين البحر الأحمر وخليج عدن، موضحاً عليها الدرع
الوحي والصفيحة العربية والتصدع الإفريقي الشرقي وعمار والكتلة الصومالية
ونطاق التصدع لأوين وحيد كارلسبورج في جنوب الصورة والدثر الرئيس للبلطيق-
زاجروس في أعلى الصورة.

٢- الأنشطة الزلزالية حول الصفيح العربية.

٣- أ- جيولوجية منطقة عفار واليمن.

ب- الوحدات الصخرية مع الأعمار خلال الحقب الثلاثي.

ج- خريطة توضح التصدعات المصاحبة للصفيحة العربية.

٤- تجميع منشور لأعمار $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ لحوض البحر الأحمر ومواقع الأنشطة
المجمائية في سيناء والصفيحة العربية.

٥- جيولوجية حد البحر الأحمر اليمني (أ-ب-ج-د).

٦- جيولوجية منطقة عدن (أ-ب).

١ جبس 2، طفل 3، حجر جيرى 4، دولوميت 5، غرين 6، حجر رملى 7،
كونجوميرات 8، صخور بركانية 9، الركيزة الأساسية.

- ٧- بروفيل تركيب خليج السويس والبيانات السيزمية الانعكاسية.
- ٨- استراتيجرافية وتراكيب خليج السويس:
 - أ- العمود الاستراتيجرافى والليثولوجى.
 - ب- صدوع الركيزة الأساسية.
 - ج- قطاع عرضى فى جنوب الخليج موضحاً شكل بلوكات الصدع الدوارة.
 - ٩- قطاعات استراتيجرافية ممثلة على طول حوض البحر الأحمر.
 - ١٠- بروفيلات تركيبية عبر شمالى البحر الأحمر:
 - أ- حد التصدع المصرى بين سفاجا والقصور.
 - ب- حد التصدع العربى السعودى.
 - ١١- نظام التصدع فى البحر الأحمر وخليج عدن:

(أ) ٣١ مليون سنة.	(ب) ٢٧ مليون سنة.
(ج) ٢٤ مليون سنة.	(د) ١٤ مليون سنة.
(هـ) ١٠ مليون سنة.	(و) ٥ مليون سنة.
 - (ن) صفر مليون سنة الموقف الحالى. (ى) الشكل المستقبلى للصفحة العربية
 - ١٢- خريطة طبوغرافية لمنطقة القصور-مرسى علم-البحر الأحمر-مصر
 - ١٣- صورة فضائية لمنطقة القصور-مرسى علم
 - ١٤- قطاع استراتيجرافى فى الجزء الجنوبى لوادى محمد يبين التفاعل بين ترسيب المصطبة النهرية والبحرية (alluvivn غرين) coralline limestone حجر جيرى مرجانى.
 - ١٥- تذبذبات مستوى سطح البحر خلال ٨٠٠ ألف سنة الماضية.

١٦- علاقة تاريخ حركة الرفع التكتونية Uplift من رواسب الحجر الجيري المرجاني.

١٧- تذبذبات مستوى سطح البحر مع دورات ميلانكوفيتش لتغيرات الإشعاع الشمسي.

١٨- علاقة سمك الرواسب والمسافة الأفقية لثلاثة فترات لمحاكاة الرفع التكتوني مع ثبات سطح البحر والمناخ. (Arvidson et al., 1994)

١٩- علاقة سمك الرواسب والزمن للمحاكاة مع الرفع وتذبذبات مستوى سطح البحر مع ثبات المتغيرات المناخية لاحظ زحزحة موقع الرواسب تجاه البحر محاكياً مع الرفع فقط، والزحزحة نديجة هبوط مستوى سطح البحر، وترتبط القمم في التوقيع مع الرسوبيات الفتاتية البحرية الضحلة الناتجة أثناء هبوط مستوى سطح البحر (Arvidson et al., 1994)

الفهرس العام

إهداء ٣

تمهيد ٥

الفصل الأول: ٩-١٤

١- مقدمة.

الفصل الثاني: ١٥-٣٨

٢- منخفض عفار.

٢-١ الحد الأفريقى.

٢-١-١ الركيزة الأساسية للبيوروتيروزية.

٢-١-٢ التبركن الميوسينى المتزامن مع التصدع.

٢-١-٥ التبركن البليوسينى - البليوستوسينى.

٢-١-٦ جيولوجية الحقب الرباعى والنيوتكتونيك.

٢-٢ حد الصفحة العربية.

٢-٢-١ الركيزة الأساسية للبريكامبرية.

٢-٢-٢ تتابع ما قبل التصدع.

٢-٢-٣ التبركن الأوليجوسينى ما قبل التصدع.

٢-٢-٤ التصدع المتزامن نهاية الأوليجوسين إلى الميوسين.

٢-٢-٥ رواسب البليوسين - البليوستوسين المتزامن مع التصدع.

٢-٢-٦ جيولوجية الحقب الرباعى والنيوتكتونيك.

الفصل الثالث: ٣٩-٥١

٣- خليج عدن.

٣-١ الطبقات الكراتونية للركيزة الأساسية والباليزوية الميزوزوية.

٣-١-٢ الخسف أو التصدع الميزوزوى.

٣-١-٣ طبقات ما قبل التصدع السينوزوى.

٢-٣ الصدع القارى الأوليجوسينى-الميسينى.

١-٢-٣ بداية الصدع.

٢-٢-٣ للترسيب المتزامن مع وبعد الصدع.

٤-٣ امتداد انتشار قاع البحر لخليج تادجورا.

الفصل الرابع: ٨٠-٥٣

٤- البحر الأحمر.

١-٤ الوضع ما قبل الصدع.

١-١-٤ تراكيب وليثولوجية الركيزة الأساسية النيوبروتروزومية.

٢-١-٤ التراكيب المرتبطة بتطور النيوتيسى.

٣-١-٤ الاستراتيجرافى ما قبل الصدع.

٢-٤ تطور الصدع المتزامن.

١-٢-٤ بداية الصدع (الخسف).

٢-٢-٤ هبوط الصدع (الخسف) الرئيس.

٣-٢-٤ بداية حد التحول العقبة-المشرق.

٣-٤ انتشار منتصف المحيط وتطور الطور الانجرافى.

٤-٤ جيولوجية الحقب الرباعى والنيوتكتونيك.

الفصل الخامس: ٩١-٨١

٥- قياس معدل حركة الصفائح.

الفصل السادس: ١١٦-٩٣

٦- التأثيرات المناخية والتكتونية والتذبذبات البحرية على أشكال

وراسب الحقب الرباعى بالقصير-مرسى علم-مصر.

١-٦ مقدمة.

٢-٦ الاستشعار من البعد والتفسير الجيولوجية.

٣-٦ تأريخ المصاطب البحرية باستخدام اليورانيوم-ثوريوم.

٦-٤ المحاكاة الرقمية .

٦-٥ ملخص .

الفصل السابع: ١١٧-١٣٠

٧- مناقشة .

٧-١ ملخص .

٧-٢ استنتاجات .

٧-٣ أبحاث مستقبلية .

معجم المصطلحات الجيولوجية والمراجع والفهارس ١٣١-١٤٠

أهم المراجع ١٤١-١٨٧

فهرس الجداول والاشكال ١٨٩-١٩١

المؤلفان في سطون

أ.د. عبد المنعم أحمد محمود

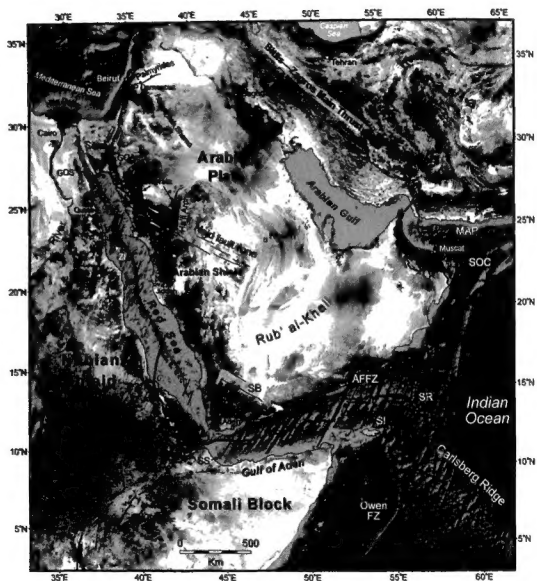
- أستاذ الرسويات- قسم العلوم البيولوجية والجيولوجية- كلية التربية- جامعة عين شمس.
- دكتوراه في جيولوجية الحقب الرباعي و جيولوجيا الآثار- جامعة عين شمس (١٩٩٠).
- مدير وحدة التدريب في علوم الأرض والفضاء باستخدام تكنولوجيا المعلومات المتطورة- مركز تطوير التعليم العالي بجامعة عين شمس.
- مدير مشروع تعليم علوم الأرض والفضاء باستخدام تكنولوجيا المعلومات المتطورة: HEEPP.
- كتب منشورة باللغة العربية: مقدمة في علوم الأرض والفضاء- مكتبة الأنجلو المصرية
- مقدمة في علم الرسويات (مع أ.د. سمير عوض) - مكتبة الأنجلو المصرية.
- نشر أكثر من ٣٥ بحثا منفردا ومشارك.

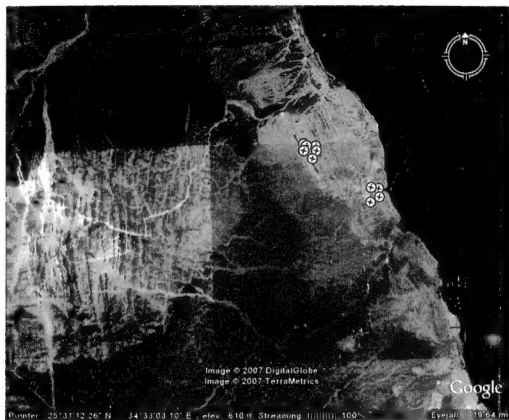
- جائزة احسن بحث ممتاز الممنوحة من جامعة عين شمس، ١٩٩٢
- زميل اليونسكو- منحة طريق الحرير اليابانية الي جامعة ولاية واشنطن- بولمان ١٩٩٣
- استاذ زائر جامعة واشنطن- قسم الجيولوجيا وعلوم الكواكب- سانت لويس ١٩٩٣
esesit_P@yahoo.com
-www.esesit.com

د. وليام بوسوارث

- كبير الجيولوجيين بشركة أباتشي العاملة في مصر
- دكتوراه في الجيولوجيا التركيبية- جامعة نيويورك في أباتشي.
- عضو هيئة التحرير للجورنال الأفريقي للعلوم الأرضية
- عضو الجمعية الأمريكية لجيولوجي البترول- الجمعية الجيولوجية الأمريكية
والجيوفيزيائية الأمريكية وجمعية الاستكشاف البريطانية.
- نشر ٦٠ بحثا منفردا ومشارك.
- وأكثر من ٥٥ ملخص.

Bill.Bosoworth@egy.apachecorp.com







Prof. Abdel-moneim A. Mahmoud

Dr. William Bosworth

هذا الكتاب

محاولة لتبسيط وفهم التصدعات والخسف ورواسبهم الناشئة عن حركة الصفائح التكتونية التى تقع عليها الدول المطلة على البحر الأحمر وخليج عدن مثل المملكة العربية السعودية ومصر والسودان واليمن وعمان وأثيوبيا وإريتريا ، والتى ينجم عنها البراكين والزلازل المعاصرة (نيوتكتونيك) والشواطئ المرفوعة .

ويخدم هذا الكتاب كل المهتمين من دارسين وطلاب بأقسام الجيولوجيا فى كليات العلوم والتربية وأقسام المناجم والتعدين والمدنى والبتترول فى كليات الهندسة والمشتغلين بقطاعات البترول والمياه والغاز والتعدين وقسم الأراضى بكليات الزراعة وأقسام الجغرافيا بكليات الآداب والتربية فى هذه الدول ، والكتاب مدعم بالصور الفضائية والرسوم التوضيحية .

يعتبر هذا الكتاب إنجاز فى هذا الموضوع باللغة العربية والا يعد إضافة للمكتبة العربية .

Bibliotheca Alexandrina



0636805

69

ISBN 977-05-2329-1



9 789770 523292